



Análisis climático-sinóptico de la precipitación mediante campos meteorológicos provenientes del análisis numérico y su aplicación al pronóstico estadístico

Ruiz, Nora Elma
1997

Tesis Doctoral

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires

www.digital.bl.fcen.uba.ar

Contacto: digital@bl.fcen.uba.ar

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Fuente / source:

Biblioteca Digital de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales - Universidad de Buenos Aires

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
Departamento de Ciencias de la Atmósfera

***ANÁLISIS CLIMÁTICO-SINÓPTICO DE LA PRECIPITACIÓN
MEDIANTE CAMPOS METEOROLÓGICOS PROVENIENTES
DEL ANÁLISIS NUMÉRICO Y SU APLICACIÓN AL
PRONÓSTICO ESTADÍSTICO***

Nora Elma Ruiz

Tesis presentada para optar por el título de
Doctor en Ciencias Meteorológicas

Director de Tesis: Dr. Walter Mario Vargas

1997

Nº 3016

h. 2

*A mis padres,
Edit y Ricardo*

ÍNDICE

ÍNDICE.....	i
Agradecimientos	iv
RESUMEN	v
ABSTRACT	vii

INTRODUCCIÓN	1
--------------------	---

CAPÍTULO 1

DATOS Y METODOLOGÍA	7
DATOS UTILIZADOS	7
<i>Análisis objetivos regionales del SMN</i>	7
Cálculo de la vorticidad geostrófica relativa	8
<i>Datos aerológicos</i>	9
<i>Datos de precipitación</i>	9
METODOLOGÍA PARA RELACIONAR LOS CAMPOS DE UNA VARIABLE CON LA PRECIPITACIÓN ..	11
<i>Coefficiente de correlación biserial</i>	13
Relación entre el coeficiente de correlación biserial y el coeficiente de correlación lineal	15
Analogía entre campos de correlación y campos de "diferencias" o anomalías.....	15

CAPÍTULO 2

VARIABLES DINÁMICAS Y TERMODINÁMICAS Y SU ASOCIACIÓN CON

LA PRECIPITACIÓN DIARIA	17
VARIABLES DINÁMICAS	18

<i>Alturas geopotenciales.....</i>	<i>18</i>
<i>Componentes geostróficas del viento.....</i>	<i>24</i>
<i>Vorticidad geostrófica relativa.....</i>	<i>33</i>
<i>Advecciones de vorticidad.....</i>	<i>40</i>
<i>Velocidad vertical.....</i>	<i>40</i>
<i>Tendencia de vorticidad.....</i>	<i>41</i>
VARIABLES TERMODINÁMICAS.....	46
<i>Matriz de correlación.....</i>	<i>46</i>
<i>Relación con la precipitación.....</i>	<i>49</i>
UNA APROXIMACIÓN AL PRONÓSTICO ESTADÍSTICO	52

CAPÍTULO 3

VORTICIDAD GEOSTRÓFICA RELATIVA EN 500 MB	56
DEPENDENCIA ESPACIAL	57
CLIMATOLOGÍA BÁSICA	61
CARACTERÍSTICAS ASOCIADAS CON LA PRECIPITACIÓN EN BUENOS AIRES.....	68
<i>Distribuciones de frecuencia según la ocurrencia de precipitación.....</i>	<i>68</i>
<i>Relación entre vorticidad relativa e intensidad de precipitación.....</i>	<i>70</i>
<i>Campos de correlación biserial.....</i>	<i>72</i>
RELACIÓN ENTRE VORTICIDAD RELATIVA Y PRECIPITACIÓN EN DISTINTAS LOCALIDADES DEL ...	
TERRITORIO ARGENTINO.....	79

CAPÍTULO 4

APLICACIÓN DE TÉCNICAS ESTADÍSTICAS DE PRONÓSTICO OBJETIVO DE

PRECIPITACIÓN.....	97
PROCEDIMIENTO PARA EL DESARROLLO DE TÉCNICAS ESTADÍSTICAS DE PREDICCIÓN	98
DEFINICIÓN DEL PREDICTANDO	99
DEFINICIÓN Y SELECCIÓN DEL CONJUNTO DE PREDICTORES	100
ANÁLISIS DISCRIMINANTE MÚLTIPLE.....	104
<i>Autovalores y autovectores.....</i>	<i>104</i>

<i>Función discriminante Y</i>	105
<i>Distribución de frecuencias relativas de la función discriminante Y para los casos de ocurrencia y no ocurrencia de precipitación</i>	109
<i>Cálculo de las probabilidades de precipitación</i>	123
<i>Performance de las probabilidades</i>	124
ESTIMACIÓN DE LA REGRESIÓN DE LA PROBABILIDAD DE UN EVENTO	127
VERIFICACIÓN	130
<i>a) Porcentajes de acierto</i>	130
<i>b) Skill-Score</i>	132
<i>c) Errores en el pronóstico categórico de precipitación</i>	132
<i>d) Pronósticos probabilísticos</i>	133
 CONCLUSIONES	 141
ANEXO	146
REFERENCIAS	155

AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer al Dr. Walter M. Vargas por su apoyo y dirección, y por permitirme elegir y llevar a cabo la línea de investigación desarrollada en esta tesis.

Agradezco al Dr. Erich R. Lichtenstein por sus valiosas sugerencias y estimulantes discusiones.

Agradezco a los colegas del Servicio Meteorológico Nacional, donde se ha realizado la primera parte de esta tesis. Especialmente al Dr. Héctor H. Ciappesoni, por posibilitarme iniciar mi trabajo en el Servicio Meteorológico Nacional, al Profesor Julio H. Hordij, por sus invalorable comentarios y apreciaciones, al Lic. Luis C. Rosso, por su colaboración en la implementación operativa de algunos resultados de la presente tesis, y a la Sra. Téc. Silvia Bordón, por su compañerismo y buena disposición.

También quiero agradecer a todos los colegas del Departamento de Ciencias de la Atmósfera de la Universidad de Buenos Aires, donde se ha realizado la segunda parte de esta tesis. En especial, a las doctoras Matilde M. Rusticucci y Olga C. Penalba, por toda la ayuda brindada.

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, por financiar mis estudios doctorales a través de las becas de investigación.

Al Servicio Meteorológico Nacional, por facilitarme el lugar de trabajo y acceso a la información.

A la Universidad de Buenos Aires, que me ha permitido realizar los estudios de Grado y de Postgrado.

Y finalmente, deseo expresar mi agradecimiento al Dr. Vladimir D. Rodríguez Chariarse por su permanente aliento y colaboración a lo largo de estos años.

RESUMEN

El propósito primario de esta investigación es estudiar algunos aspectos básicos del comportamiento de la circulación en los niveles medios de la atmósfera y su climatología sinóptica en relación a la ocurrencia de precipitación diaria. Otro objetivo importante es desarrollar y aplicar métodos estadísticos para derivar ecuaciones empíricas con el fin de obtener pronósticos objetivos de probabilidad de precipitación.

La información utilizada consiste en campos diarios de análisis objetivos de alturas geopotenciales de 500 mb elaborados en el Servicio Meteorológico Nacional que cubren el cono sur de Sudamérica, datos aerológicos de Ezeiza y de precipitación diaria de localidades argentinas.

Se presentan resultados concernientes a variables dinámicas de 500 mb, tales como alturas geopotenciales, vorticidad geostrófica relativa y absoluta y sus advecciones, tendencia de vorticidad y componentes geostróficas del viento zonal y meridional, y su relación con la precipitación diaria en Buenos Aires. De los campos de correlación se detectan las posiciones preferenciales de las anomalías de cada variable que favorecen la ocurrencia de precipitación. Las anomalías más significativas, en términos estadísticos, se manifiestan en la componente meridional del viento y en la vorticidad relativa, no así en las advecciones. En particular, se analiza la distribución espacial y el desfase temporal de las anomalías de vorticidad relativa en 500 mb donde se muestra la localización y movimiento relativo de los centros anómalos ciclónicos y anticiclónicos que aumentan la probabilidad de precipitación en Buenos Aires.

La asociación entre la precipitación y las características de escala sinóptica de la circulación en la tropósfera media se investiga a través de los campos de vorticidad relativa en 500 mb, por lo que previamente se examinan los aspectos

climatológicos básicos de esta variable por medio de sus momentos estadísticos y distribuciones de frecuencia.

Se deriva una climatología sinóptica de la precipitación basada en la vorticidad, mediante la construcción de campos de correlación biserial entre este parámetro de altura y la precipitación local diaria. Las configuraciones o patrones de anomalías de vorticidad, que sugieren la posición relativa óptima de los máximos de vorticidad ciclónica y anticiclónica en relación a la ocurrencia de lluvia, representan los rasgos principales de una clasificación climático-sinóptica de las precipitaciones en distintas localidades del país.

Del análisis empírico de estos datos meteorológicos se hallan relaciones climatológicas y de pronóstico entre la precipitación local y la circulación de gran escala de altura. Estos resultados contribuyen a la interpretación objetiva de los productos del análisis y la predicción numérica en términos de fenómenos de tiempo meteorológico en superficie por intermedio de la aplicación de métodos estadísticos de pronóstico.

Bajo la formulación "*perfect prog*" se derivan ecuaciones de regresión para la obtención de la probabilidad de precipitación diaria en distintos puntos del territorio argentino. Las técnicas estadísticas utilizadas son Análisis Discriminante Múltiple y Estimación de la Regresión de las Probabilidades de un Evento. Los resultados de la verificación indican que los porcentajes de acierto oscilan entre 60 % y 70 % y que, además, este esquema estadístico posee un mayor poder predictivo que la climatología. Por estas razones, es útil el desarrollo y la implementación de métodos estadísticos objetivos de diagnóstico y/o pronóstico de probabilidad de precipitación en el Servicio Meteorológico Nacional, que pueden resultar en una ayuda o guía en el momento de formular los pronósticos.

ABSTRACT

The primary purpose of this investigation is to study some basic aspects of the behaviour of the medium level atmospheric circulation and the synoptic climatology in relation to the occurrence of daily precipitation. Another important objective of this study is the development and application of statistical methods to derive empirical equations in order to obtain objective forecasts of probability of precipitation to be used in statistical weather forecasting.

Data used consist of daily fields of 500 mb geopotential height objective analyses elaborated at the Servicio Meteorológico Nacional, covering the southern part of South America, aerological data at Ezeiza, and daily precipitation data from locations in Argentina.

Results concerning the relationships between 500 mb dynamic variables, such as geopotential heights, absolute and relative geostrophic vorticity and their advections, vorticity tendency and zonal and meridional geostrophic wind components, and their link to daily precipitation at Buenos Aires are presented. Correlation fields reveal the preferential positions for the anomalies of each variable to appear in order to favour the occurrence of rainfall. Significant anomalies of the meridional wind component and significant relative vorticity anomalies are observed. Spatial distributions and temporal lag relations of 500 mb relative vorticity anomalies in relation to precipitation show the positions and relative movement of centres of anomalously cyclonic and anticyclonic vorticity which make the probability of precipitation in Buenos Aires to increase. Vorticity advections do not yield higher correlation.

The association between precipitation and synoptic-scale features of the mid-troposphere circulation is also investigated through vorticity fields. To this end some climatological aspects of 500 mb geostrophic relative vorticity are examined by means of descriptive statistics and frequency distributions.

A synoptic climatology of precipitation based on 500 mb relative vorticity is derived by the construction of biserial correlation fields between this variable and daily local precipitation. Vorticity anomaly patterns, which reveal the relative positions of anomalously cyclonic and anticyclonic centres in relation to rainfall occurrence, represent the main features of a synoptic-climatological classification of precipitation in different stations of Argentina.

From the empirical analysis of these meteorological data climatological and forecasting relationships between the precipitation and the circulation pattern are obtained. These results may contribute for the objective interpretation of numerical analysis and prediction products in terms of weather phenomena at surface through the application of statistical forecasting methods.

Regression equations to obtain probability of precipitation in 24 hours in different locations of Argentina are derived under the "*perfect prog*" formulation. Statistical techniques used are Multiple Discriminant Analysis and Regression Estimation of Event Probabilities. The percent correct predictions oscillate about 60 % and 70 %, and satisfactory results over climatology are obtained as well. Thus, the development and implementation of statistical weather forecasting methods of probability of precipitation may be useful when applied on an operational basis, and they may offer valuable guidance to the forecasters.

INTRODUCCIÓN

Dado un estado inicial de la atmósfera, el problema fundamental del pronóstico del tiempo a corto y mediano plazo es determinar su estado futuro integrando el sistema de ecuaciones hidrodinámicas y termodinámicas que describen los procesos físicos que ocurren en la atmósfera. La complejidad del sistema atmosférico y su interacción con el sistema tierra y océano hace que la solución a este problema no sea fácil. Más aún si el elemento meteorológico a predecir es la precipitación. La gran complejidad de los procesos responsables de la precipitación en una localidad dada hace que los modelos determinísticos de pronóstico de precipitación sean escasamente utilizados, al menos en nuestro país, desde un punto de vista operativo. De ahí que las técnicas estadísticas se deban emplear necesariamente para este propósito. Para esto se cuenta con las series de datos climatológicos donde están disponibles las soluciones que la atmósfera misma resuelve o presenta día a día (Malone, 1956). La utilización de esta información puede ser efectuada a través del análisis de la climatología que se relaciona con situaciones del tiempo que nos interesa estudiar, como son aquéllas que provocan precipitación. Es por ello el interés de investigar la climatología sinóptica asociada a la precipitación en un dado lugar.

Los métodos de la climatología sinóptica justamente permiten ligar al menos dos escalas de análisis: la circulación de gran escala o de escala sinóptica con la escala más pequeña (Yarnal, 1993).

La interrelación entre el tiempo meteorológico y la circulación ha sido objeto de considerable investigación durante años. Stidd (1954) utiliza campos de correlación lineal para asociar la circulación de niveles superiores con la precipitación mensual en Estados Unidos. Friedman (1955) emplea polinomios de Tchebyshev para caracterizar la circulación de 700 mb y ecuaciones de regresión múltiple para

especificar temperatura y precipitación en base a la circulación concurrente. La interpretación de los productos de la predicción numérica en términos de tiempo meteorológico en superficie es encarada por Klein *et al* (1959) en un trabajo donde combinan técnicas dinámicas y estadísticas para derivar un método objetivo de predicción de la temperatura media de 5 días en superficie. En Klein (1963, 1965) se examinan las características básicas del comportamiento de la atmósfera y la climatología sinóptica de diferentes partes de E.E.U.U. En particular estudia la climatología sinóptica de la precipitación de 5 días haciendo uso de los campos de correlación lineal entre este elemento y las anomalías simultáneas en las alturas geopotenciales de 700 mb sobre América del Norte. Luego deriva ecuaciones de predicción objetivas. Un tratamiento similar para la precipitación y nubosidad diaria es presentado en Klein *et al* (1965). Jorgensen *et al* (1967) desarrollan una climatología sinóptica de la precipitación de invierno para las áreas intermontañosas del oeste de E.E.U.U. basada en las bajas de 700 mb, donde analizan la dinámica de la tropósfera baja que produce movimientos verticales de ascenso resultantes en precipitación no orográfica.

El pronóstico de probabilidades de lluvia por métodos objetivos ha sido ampliamente utilizado y revisado por Glahn (1982). En uno de sus primeros experimentos (Glahn, 1962) emplea técnicas de regresión y de componentes principales para proveer pronósticos objetivos de las probabilidades de la lluvia de verano del Delta del Mississippi utilizando como predictores variables de la gran escala y también datos observados.

Los sistemas de pronóstico estadístico combinados con los análisis y pronósticos numéricos pueden lograr muy buenos pronósticos objetivos de los elementos del tiempo meteorológico (Glahn, 1982). En general, hay tres formas en las cuales se pueden desarrollar las relaciones estadísticas. El método clásico utiliza variables en tiempos previos para efectuar la regresión con una variable en un tiempo posterior. Con el método "*perfect prog*", como aplica Klein (1971) para obtener probabilidades de precipitación pronosticadas para E.E.U.U., se derivan las relaciones estadísticas concurrentes entre la variable a ser estimada y las variables seleccionadas como predictoras que pueden ser previstas por un modelo dinámico. Ambos, predictando y predictores, son cantidades consideradas en forma simultánea

en la muestra dependiente. Luego las ecuaciones regresivas obtenidas son aplicadas a las salidas de los modelos numéricos con lo cual se obtiene una estimación del predictando en el lapso dado por el modelo. El otro método propuesto por Glahn y Lowry (1972), Model Output Statistics (MOS), consiste en determinar relaciones estadísticas entre el predictando y las variables pronosticadas por el modelo numérico, por lo tanto hay tantos conjuntos de ecuaciones regresivas como salidas proyectadas tenga el modelo (24 h, 48 h, 72 h, etc.) (Glahn *et al*, 1987).

Paegle y Kierulff (1974) desarrollan una climatología sinóptica de tipos de campos de 500 mb haciendo uso de correlaciones entre alturas geopotenciales de ese nivel (Lund, 1963) como base para la clasificación. Los resultados de esta estratificación, además de otros campos predictores, son utilizados para predecir probabilidades de precipitación en el oeste de E.E.U.U. bajo diferentes regímenes de tiempo (Paegle, 1974), siguiendo la aproximación "*perfect prog*".

El uso de funciones ortogonales empíricas (Lorenz, 1956) a modo de reducir la cantidad de predictores (valores pronosticados puntuales de diversas variables) y que al mismo tiempo contengan una buena parte de la información meteorológica es aplicado por Maglaras *et al* (1985) para obtener pronósticos de probabilidad de precipitación para estaciones de E.E.U.U. que son producidos por el National Weather Service.

Para la previsión local de ocurrencia y no ocurrencia de precipitación usando el modelo regional francés, Veysseire (1980) propone la condensación preliminar de la información de un campo mediante un análisis de componentes principales antes del cálculo de la variable canónica sobre el predictando particular, de tal manera que el predictor conserve su característica de campo meteorológico. Der Megreditchian *et al* (1981) abordan la previsión estadística del campo de precipitación diaria para Francia con la variante de que el predictando no es tratado en forma puntual sino conjunta, con lo cual tienen en cuenta la cohesión espacial del campo de precipitación. Baptistan *et al* (1989) realizan la adaptación estadística del modelo de mesoescala francés y comparan los resultados obtenidos a través de la aplicación de regresión múltiple, regresión canónica y análisis por componentes principales.

La interpretación estadística de los campos meteorológicos provenientes de modelos numéricos en general se lleva a cabo para desarrollar un pronóstico con dos fines, uno: mejorar la salida del modelo directa, si la hay, y otro: adaptarlo en los términos y formatos de la variable pronosticada final, en este caso, la probabilidad de ocurrencia de precipitación.

Wilson (1985) hace una amplia revisión de la aplicación de métodos estadísticos al pronóstico a corto plazo y señala sus beneficios potenciales dada la reconocida complejidad del problema del pronóstico del tiempo y de los fenómenos meteorológicos en superficie.

En distintos centros meteorológicos mundiales se han desarrollado y aplicado técnicas de interpretación estadística de los productos de los modelos numéricos de análisis y previsión.

Para Holanda, Kruizinga (1982) hace una reseña de los resultados obtenidos al aplicar analogías a los datos de 500 mb del Centro Europeo de Pronóstico a Mediano Plazo (ECMWF), y también esquemas de regresión para conseguir prognosis de probabilidad de precipitación a 12 y 24 horas.

La predicción de la precipitación en las principales ciudades de Australia por medio de la aplicación de métodos estadísticos es llevada a cabo por Tapp *et al* (1986a). A través de la determinación de la capacidad de estos pronósticos frente a la probabilidad climatológica de largo plazo de la precipitación, concluyen que las predicciones muestran una aceptable superioridad frente a la climatología. Por otro lado, sugieren que la estratificación de la muestra dependiente por estación fría y cálida puede tener un impacto positivo en la calidad de los pronósticos (Tapp *et al*, 1986b).

Carter *et al* (1989) documentan el sistema de guía estadística elaborado para E.E.U.U., basado en ambas aproximaciones MOS y "*perfect prog*", y presentan algunos estudios de verificación de los pronósticos operativos de diversos elementos meteorológicos producidos en los últimos años. En la mayoría de los casos observan

una mejora significativa en la calidad, tanto de la guía estadística de pronósticos objetivos, como de los pronósticos locales.

En nuestro país, algunos primeros trabajos que estudian la problemática de la precipitación pueden referirse a Olascoaga (1950) y Prohaska (1952). En este último se describen los regímenes de precipitación en Sudamérica y Prohaska (1952) ya menciona que es menester contemplar la variación de la circulación atmosférica en espacio e intensidad para la clasificación climática o análisis de la marcha anual de un elemento meteorológico, como es la precipitación.

Ciertos aspectos sinópticos de la lluvia en Argentina son tratados por Wölcken (1954), quien describe algunos de los procesos atmosféricos conducentes a la producción de precipitación en las provincias argentinas, y luego intenta una clasificación sinóptica de las lluvias.

Con respecto a la aplicación de métodos objetivos a la previsión de lluvias en Buenos Aires, Schwerdtfeger (1954) detalla el procedimiento y propone un conjunto de predictores. Para elegir los principales parámetros independientes recurre a una clasificación subjetiva de la situación sinóptica diaria, basada en la posición de los frentes o zonas de convergencia en superficie, y a los factores que representan las condiciones en la tropósfera media al oeste y al norte de la zona en cuestión.

Lichtenstein (1973) expone algunas consideraciones sobre el problema del pronóstico de la precipitación, sobre todo teniendo en cuenta la situación geográfica particular de la Argentina con la cordillera de los Andes que ejerce una profunda influencia sobre la circulación atmosférica que afecta a la región.

Para nuestro país, aunque es reconocido por los meteorólogos que ciertas situaciones de la circulación de niveles superiores favorecen la ocurrencia de precipitación, las relaciones entre la circulación y el tiempo, en general, no han sido establecidas sobre una base cuantitativa. El propósito de este estudio es explorar la naturaleza de estas relaciones y aplicarlas, eventualmente, para desarrollar un esquema de pronóstico objetivo.

Una gran parte del presente trabajo está referida al estudio de las condiciones de distintas variables atmosféricas que están asociadas a la precipitación y conforman su climatología sinóptica.

En el Capítulo 1 se presentan los datos utilizados y se discute la metodología empleada para el análisis climático-sinóptico de las variables disponibles y de sus configuraciones espacio-temporales en relación con la precipitación. En el Capítulo 2 se analizan diversas variables dinámicas provenientes de campos objetivos del nivel de 500 mb y variables termodinámicas locales en asociación con la precipitación diaria. De los resultados de este análisis surge la variable vorticidad geostrófica relativa en 500 mb como uno de los principales predictores potenciales de la precipitación, por lo cual se realiza un examen más exhaustivo de su climatología básica en el Capítulo 3. Se deriva además una climatología sinóptica de la vorticidad relativa en 500 mb, como representante de la circulación atmosférica de gran escala y de escala sinóptica, en relación a la ocurrencia de precipitación local en distintas localidades del territorio argentino. En el Capítulo 4 se aplican algunas técnicas estadísticas de pronóstico objetivo de precipitación, que por otro lado han sido implementadas en forma operativa en la Oficina de Pronóstico del Servicio Meteorológico Nacional. Finalmente, se discuten algunas conclusiones.

CAPÍTULO 1

DATOS Y METODOLOGÍA

Se describe la información utilizada: los campos de análisis objetivos y datos de precipitación que básicamente provienen del Centro de Cómputos del Servicio Meteorológico Nacional (SMN). También en este capítulo se hace mención a la metodología que se emplea en la presente tesis para el análisis climático-sinóptico de la precipitación basado en campos de distintas variables atmosféricas.

Datos utilizados

Análisis objetivos regionales del SMN

Los datos usados son campos diarios de alturas geopotenciales del nivel de 500 mb de la hora 12:00 GMT elaborados en el SMN. Estos análisis objetivos son obtenidos mediante el sistema de análisis numérico desarrollado por Hordij y Ciappesoni (1975) siguiendo las ideas de Bergthorsson y Döös (1955) y Cressman (1959). El período cubierto es de junio de 1983 a julio de 1987 (los análisis de la hora 00:00 GMT no estaban disponibles para ese período). Debido a ciertos días faltantes, la muestra total consiste en 1356 campos diarios. El dominio de análisis corresponde a una grilla

con proyección estereográfica polar de 37x35 puntos centrada en la longitud 65°W. En este trabajo se utiliza un subconjunto de esta grilla que cubre la parte austral de América del Sur, aproximadamente entre las latitudes 20°S a 60°S y entre las longitudes 80°W a 45°W, como se muestra en la Fig. 1.1.

Cálculo de la vorticidad geostrófica relativa

Como para los movimientos de escala sinóptica la vorticidad relativa se puede aproximar por su valor geostrófico (Holton, 1979), los campos de vorticidad geostrófica se obtienen usando

$$\zeta_g = \left(\frac{g}{f_0} \right) \nabla^2 z$$

donde: ζ_g es la vorticidad geostrófica relativa; z , la altura geopotencial; g , la aceleración de la gravedad; y f_0 es el parámetro de Coriolis en 42°S, 65°W, que representa la región local de interés. El Laplaciano se aproxima mediante un esquema de diferencias finitas usando 9 puntos de grilla evaluado por

$$\begin{aligned} \nabla^2 z(i, j) = & \frac{1}{5} [z(i+1, j) + z(i-1, j) + z(i, j+1) + \\ & + z(i, j-1)] + \frac{1}{20} [z(i+1, j+1) + z(i+1, j-1) + \\ & + z(i-1, j+1) + z(i-1, j-1)] - z(i, j) \end{aligned}$$

Datos aerológicos

Se utilizan los datos de radiosondeo de la hora 12:00 GMT medidos en la estación aerológica de Ezeiza (34°50'S, 58°32'W) para el período 1986. Las series de observaciones hechas a la hora 00:00 GMT contienen una considerable cantidad de datos faltantes, por lo que no son incluidas en el estudio.

Datos de precipitación

Los datos de precipitación diaria provenientes de las estaciones meteorológicas citadas a continuación son obtenidos de los archivos del SMN. Los datos son diarios, es decir, precipitación acumulada desde las 12:00 GMT del día i hasta las 12:00 GMT del día siguiente $i+1$, y corresponden al período 1983-1987.

Ezeiza	(34°50'S, 58°32'W)
Aeroparque	(34°34'S, 58°25'W)
Observatorio Central Buenos Aires	(34°35'S, 58°29'W)
Salta	(24°51'S, 65°29'W)
Resistencia	(27°27'S, 59°03'W)
Córdoba	(31°24'S, 64°11'W)
Paraná	(31°47'S, 60°29'W)
Santa Rosa	(36°34'S, 64°16'W)
Azul	(36°45'S, 59°50'W)
Neuquén	(38°57'S, 68°08'W)
Bahía Blanca	(38°44'S, 62°10'W)
Bariloche	(41°09'S, 71°10'W)
Comodoro Rivadavia	(45°47'S, 67°30'W)

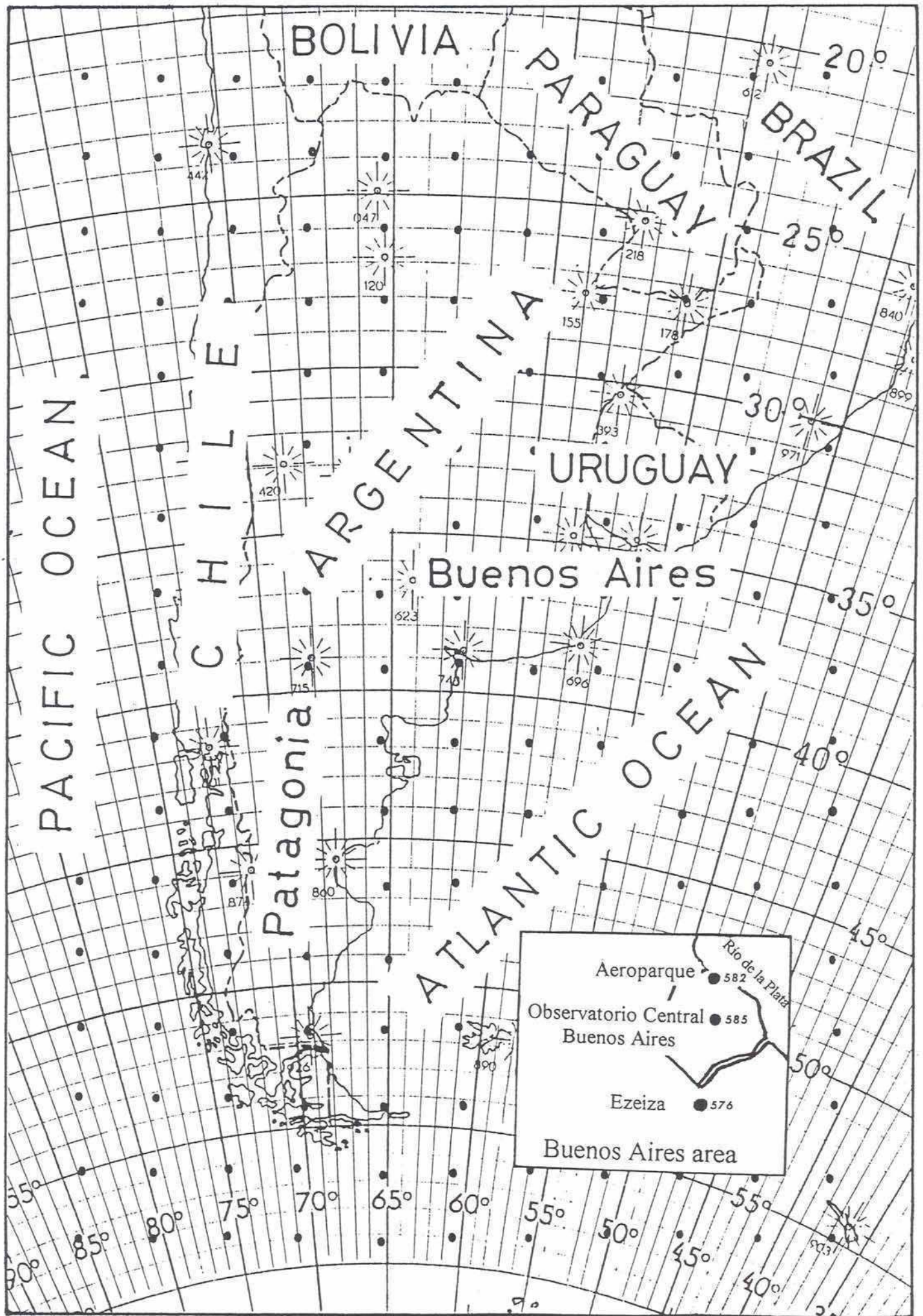


Fig. 1.1. Región de análisis.

Metodología para relacionar los campos de una variable con la precipitación

El campo de la climatología sinóptica estudia las relaciones entre la circulación atmosférica y los fenómenos meteorológicos de superficie (su medio ambiente) en un determinado lugar o una región. La mayor parte de la investigación en climatología sinóptica utiliza una aproximación empírica y deductiva, en el sentido de que se usan elementos de la estadística para ligar la circulación a una variable particular en superficie (Yarnal, 1993). Con la climatología dinámica se usa una aproximación inductiva, es decir, el modelo es el que establece la relación entre la circulación y la superficie. Las técnicas utilizadas para estudios climático-sinópticos en general intentan clasificar la circulación atmosférica de alguna manera. Esta clasificación permitiría identificar características esenciales de la circulación en relación al fenómeno en superficie, que en este caso es la ocurrencia local de precipitación, y comprender los mecanismos de ciertos procesos involucrados.

Existen diversas técnicas de la climatología sinóptica para el estudio de anomalías o para el análisis de la relación entre variables que definen la circulación y la ocurrencia de un fenómeno meteorológico que han sido tratadas ampliamente por Barry y Perry (1973). Yarnal (1993) revisa la investigación en climatología sinóptica desarrollada durante las últimas dos décadas. De acuerdo con Yarnal (1993), se pueden mencionar dos aproximaciones fundamentales para la clasificación sinóptica. En una de ellas se clasifican primero los campos que representan la circulación según distintos tipos, independientemente del fenómeno de superficie, y luego se relacionan estos tipos o clases a dicho fenómeno (tipo de clasificación: *circulación*→*fenómeno del medio ambiente*). En la otra, se identifica previamente si el campo está asociado a condiciones específicas de superficie para ser incluido en una dada clase (tipo de clasificación: *fenómeno el medio ambiente*→*circulación*). Esta última aproximación es la que se usa en este trabajo, como se verá más adelante. Se pueden citar distintos métodos de clasificación utilizados en la climatología sinóptica moderna. Por ejemplo, la clasificación manual, donde los campos sinópticos se agrupan subjetivamente en

categorías predeterminadas; la clasificación de mapas basada en correlaciones que fue inicialmente propuesta por Lund (1963) y también seguida por Kirchhofer (1973); las técnicas de representación de campos por medio de funciones ortogonales y análisis armónico (Wadsworth, 1948; Friedman, 1955); las clasificaciones basadas en el análisis autovectorial introducido por Lorenz (1956), ya sea para clasificar tipos sinópticos (Kalkstein *et al*, 1987), mapas sinópticos (Richman, 1981; Compagnucci, 1988), o regionalizar (Ehrendorfer, 1987); el método de promediar campos correspondientes a situaciones específicas o *composites* (compuestos); la técnica de especificación desarrollada por Klein en su trabajo pionero (1959) donde relaciona variables de la circulación con una variable en una estación de superficie en forma concurrente. Los diversos métodos de clasificación climático-sinópticos presentan ventajas y desventajas. La clasificación manual no es objetiva, pero se puede volcar conocimiento y toda la experiencia en este proceso. La clasificación de Lund o similares es automatizada y básicamente sencilla, lo cual contrasta con los resultados provenientes del análisis en términos de funciones ortogonales empíricas, que son matemáticamente compactos, pero muchas veces difíciles de interpretar (Yarnal, 1993). Ambos procedimientos de clasificación automática implican, no obstante, un número de decisiones subjetivas que pueden influir, y de hecho lo hacen, en las clases o tipos sinópticos resultantes (Yarnal y White, 1987).

Con respecto a la técnica de campos compuestos, o de anomalías si estos son sustraídos del campo medio, que como método emplea la aproximación *fenómeno del medio ambiente*→*circulación*, se puede decir que permite, por un lado, un rápido entendimiento de los datos y, por otro, no presenta, en principio, ambigüedad en la clasificación. Esta técnica, que selecciona un número de mapas que satisface un criterio importante, por ejemplo ocurrencia o no ocurrencia de precipitación, es fácil de conceptualizar y de aplicar, aunque depende estrictamente del criterio establecido. Los resultados serán tanto más provechosos cuanto menor sea la dispersión del campo resultante. Con la especificación como técnica de la climatología sinóptica se construyen campos de correlación lineal entre las series temporales de la variable que determina la circulación y la serie temporal de la variable local en superficie. Los campos de correlación son análogos a los campos de anomalías, según demuestra Stidd (1954).

Dado que el fenómeno meteorológico de superficie que se considera en la presente tesis es la precipitación diaria, como metodología de análisis climático-sinóptico se propone la utilización de la técnica de correlación biserial, que se discute en el punto siguiente, donde el parámetro estadístico usado es el definido como coeficiente de correlación biserial (Pearson, 1909). Esta técnica combina la de especificación, por un lado, con la variable de superficie convertida en binaria, y por el otro, la técnica de campos compuestos (campos medios de los casos en que precipita y en que no precipita) y de anomalías entre ellos, además de tener en cuenta las probabilidades climatológicas en cada caso.

Coeficiente de correlación biserial

Dado que la precipitación puede ser considerada como una variable dicotómica, lluvia o no lluvia, su correlación con otra variable numérica X puede evaluarse a través del coeficiente de correlación biserial (Panofsky y Brier, 1965), dado por:

$$r_{bis} = \frac{\overline{x_1} - \overline{x_0}}{S} \frac{p q}{z}$$

donde:

$\overline{x_1}$: media de X cuando la variable binaria es uno (sí ocurrencia)

$\overline{x_0}$: media de X cuando la variable binaria es cero (no ocurrencia)

p y q : probabilidades climatológicas de X cuando la variable binaria es uno y cero, respectivamente

z : ordenada de la curva gaussiana cuando el área bajo la curva se divide en p y q

S : desviación standard de X

Para una dada diferencia entre medias, $\bar{x}_1 - \bar{x}_0$, y una dada desviación standard S , el coeficiente de correlación biserial es máximo cuando la probabilidad climatológica p es del 50 %. Esto equivale a decir que este coeficiente disminuye cuando los casos en una de las categorías son pocos (o sea, tienen poca representación en la muestra total).

El error standard del coeficiente de correlación biserial es (Guilford y Fruchter, 1973):

$$error_{bis} = \frac{\sqrt{pq} z^{-1} - r_{bis}^2}{\sqrt{N}}$$

donde N es el número de casos.

La significancia estadística del coeficiente de correlación biserial puede obtenerse aplicando el test *t-Student* que compara las medias provenientes de dos muestras para ver si las mismas difieren o no estadísticamente (Panofsky y Brier, 1965). Si los datos que constituyen cada una de las medias muestrales son gaussianos y bajo la suposición de que las correspondientes varianzas poblacionales son iguales, entonces el estadístico *t-Student* para la significancia de la diferencia entre las medias de dos muestras independientes viene dado por (Wilks, 1993):

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_0}{\sqrt{\frac{(N_1 - 1)S_1^2 + (N_0 - 1)S_0^2}{N_1 + N_0 - 2} \left(\frac{1}{N_1} + \frac{1}{N_2} \right)}}$$

donde:

N_1 y S_1 : cantidad de datos y desviación standard de X_1 , respectivamente

N_0 y S_0 : cantidad de datos y desviación standard de X_0 , respectivamente

Este estadístico sigue la distribución *t-Student* con $N_1 + N_0 - 2$ grados de libertad.

Relación entre el coeficiente de correlación biserial y el coeficiente de correlación lineal

El coeficiente de correlación lineal entre la variable X y la precipitación P como variable binaria viene dado por:

$$r = \frac{\overline{x_1} - \overline{x_0}}{S} \sqrt{p(1-p)}$$

donde p es, como antes, la probabilidad empírica o climatológica de ocurrencia de precipitación.

Por lo tanto, la relación entre el coeficiente de correlación biserial y el lineal es:

$$r_{bis} = r \frac{\sqrt{pq}}{z}$$

Esto implica que para una dada diferencia entre medias, $\overline{x_1} - \overline{x_0}$, y una dada desviación standard S , el coeficiente de correlación biserial es mayor (en módulo) que el lineal y su valor límite viene dado por $\pm(p.q)^{1/2}/z$.

Analogía entre campos de correlación y campos de "diferencias" o anomalías

Se puede demostrar (Stidd, 1954) que el campo que proviene de las diferencias entre el campo de una variable promediada en los casos bajo una cierta condición (por ejemplo, ocurrencia de precipitación) y el campo promedio en los casos opuestos puede considerarse análogo al campo de correlación entre la variable y la precipitación (siempre que la desviación standard de la variable sea pequeña dentro de la región estudiada). La misma analogía es válida para la dirección y el gradiente de las isólineas. Por consiguiente, el campo de correlación es equivalente al campo de

"diferencias" o anomalías de una variable (entendiendo por anomalía a la diferencia entre dos estados medios condicionados por el valor de otra variable).

También se puede demostrar que el gradiente de isolíneas de correlación entre una variable y la precipitación es proporcional a la correlación entre el gradiente de esa variable y la precipitación (ver Anexo). En consecuencia, si el campo a estudiar es, por ejemplo, de alturas geopotenciales, es posible extraer conclusiones entre anomalías de viento geostrófico y precipitación. Si el campo es de vorticidades relativas, entonces los gradientes de vorticidad anómala con respecto a la ocurrencia o no ocurrencia de precipitación son los que interesan y que pueden provenir de diferentes efectos (gradientes de anomalías en el viento, gradientes de anomalías en la curvatura y gradiente de anomalías en la cortante) como se discute en el Anexo.

CAPÍTULO 2

VARIABLES DINÁMICAS Y TERMODINÁMICAS Y SU ASOCIACIÓN CON LA PRECIPITACIÓN DIARIA

Es bien conocido que las variables de la tropósfera media juegan un importante rol en la determinación de los fenómenos meteorológicos de superficie, como es la precipitación. Particularmente para Argentina, donde la cordillera de los Andes como una elevada barrera meridional modifica en gran medida los sistemas sinópticos migratorios provenientes del Pacífico, es de interés analizar las configuraciones espaciales de los campos de distintas variables en el nivel de 500 mb en asociación con la precipitación en un dado lugar. Uno de los propósitos es ahondar en el entendimiento de los mecanismos involucrados en la ocurrencia de la lluvia, y otro es proveer posibles predictores para ser usados en sistemas de pronóstico estadístico de precipitación.

En este capítulo se estudian distintas variables dinámicas derivadas de las alturas geopotenciales de 500 mb y su potencial relación con la precipitación en Buenos Aires. Se intenta determinar la importancia relativa de cada una de ellas, desde un punto de vista estadístico, para su posterior utilización. Para este análisis preliminar se utiliza la información del año 1986. Además se analizan algunas variables termodinámicas provenientes del sondeo aerológico de Ezeiza. Para el período bajo consideración existen sólo 15 días faltantes, lo cual representa un 4 % de la muestra analizada.

La precipitación diaria es la acumulada desde las 12:00 GMT de un día a las 12:00 GMT del día siguiente. Como una de las herramientas metodológicas es la construcción de campos de correlación biserial, la precipitación como variable binaria se considera igual a 1 si la cantidad precipitada es ≥ 0.1 mm (ocurrencia del evento), e igual a 0, en caso contrario (no ocurrencia del evento). Para la muestra utilizada, los coeficientes de correlación biserial en valor absoluto ≥ 0.17 son estadísticamente significativos al nivel de confianza del 95 %.

Variables dinámicas

Dado que el nivel de presión de 500 mb se puede considerar como el nivel más confiable de la tropósfera, el análisis de las variables dinámicas y de la circulación atmosférica está confinado a este nivel (Ruiz *et al*, 1996).

Alturas geopotenciales

Existen numerosos estudios relacionados con diversos aspectos meteorológicos y climatológicos de distintas variables atmosféricas para el hemisferio sur (Taljaard *et al*, 1969; Kao *et al*, 1970; Trenberth, 1979, 1981a, 1981b, 1982, 1991). La mayoría de ellos están basados en análisis hemisféricos de la hora 00:00 GMT porque la cobertura de datos es ampliamente superior a esa hora en el sector de Australia y Nueva Zelandia (Trenberth, 1979); sin embargo, éste no es el caso para el sector sudamericano donde la cantidad de información es mayor a la hora 12:00 GMT. Por esta razón y sólo a efectos de comparación, se presentan los campos de alturas geopotenciales medias de 500 mb (Fig. 2.1a) y de sus respectivas desviaciones standard (Fig. 2.1b), a pesar de que están calculados en base a un año de datos. El campo medio es casi zonal. En la parte este de Brasil se evidencia un reflejo del

anticiclón subtropical del Atlántico. El gradiente más fuerte aparece al sur de 40°S y está más marcado sobre el Atlántico. La desviación standard de las alturas geopotenciales es de alrededor de 30 mgp en la región tropical y aumenta progresivamente hasta un centro máximo de 140 mgp en el sur del continente.

El campo de correlación biserial entre las alturas geopotenciales de 500 mb de la hora 12:00 GMT del día i y la precipitación acumulada en 24 horas desde las 12:00 GMT del día i a las 12:00 GMT día $i+1$ en Ezeiza se muestra en la Fig. 2.2a. Se pueden observar claramente dos grandes regiones con coeficientes significativos y signos opuestos. Una de ellas, con correlación negativa, está localizada en dirección oeste-sudoeste de Buenos Aires sobre la cordillera de los Andes entre 32°S y 44°S. La otra región, con correlación positiva, se ubica en el sur de Brasil y su costa Atlántica aproximadamente entre 24°S y 36°S. Por lo tanto, estas áreas con alturas geopotenciales de 500 mb anómalamente bajas y altas señalan las posiciones preferenciales de las vaguadas y cuñas de escala sinóptica, respectivamente, relacionadas con la precipitación en Ezeiza durante las próximas 24 horas. El gradiente de isolíneas de correlación sobre el centro y este de Argentina está indicando la presencia de viento geostrófico anómalo de la dirección nornordeste en el nivel de 500 mb asociado con la precipitación en Ezeiza.

Para verificar, de alguna manera, la calidad de las cartas de altura de 500 mb pronosticadas por el modelo barotrópico equivalente, en aquel momento en uso operativo en el SMN, se efectúa un análisis similar para el año 1986 (Fig. 2.2b). De la comparación entre las Figs. 2.2a y 2.2b se observa que los campos de 500 mb pronosticados dan una respuesta débil en términos de ocurrencia de precipitación, principalmente porque la zona de alturas geopotenciales bajas no presenta correlación significativa, aunque la localización de los centros anómalos está bastante bien dada por el modelo barotrópico.

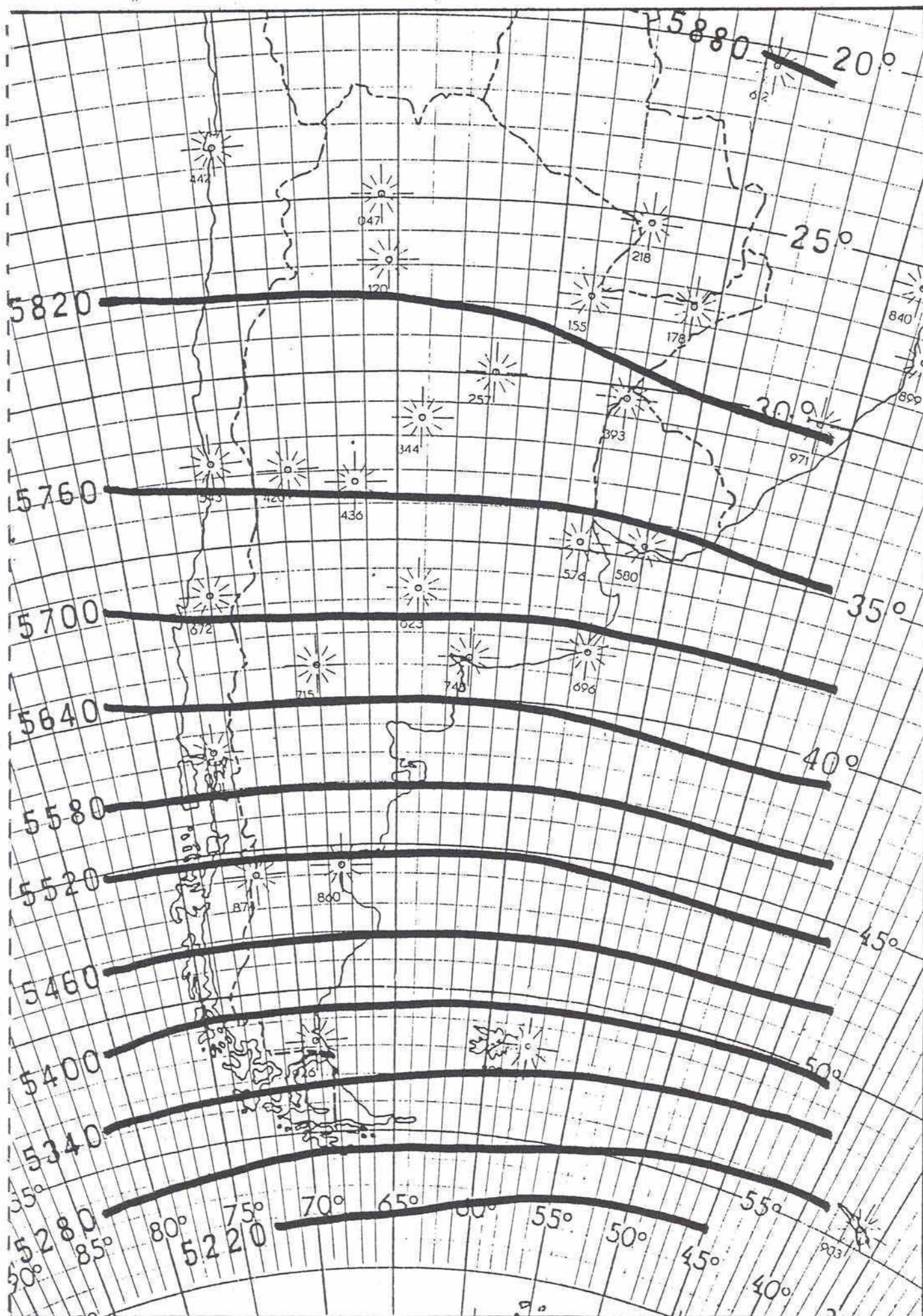


Fig. 2.1.a) Campo medio de alturas geopotenciales de 500 mb (mgs) para el año 1986.

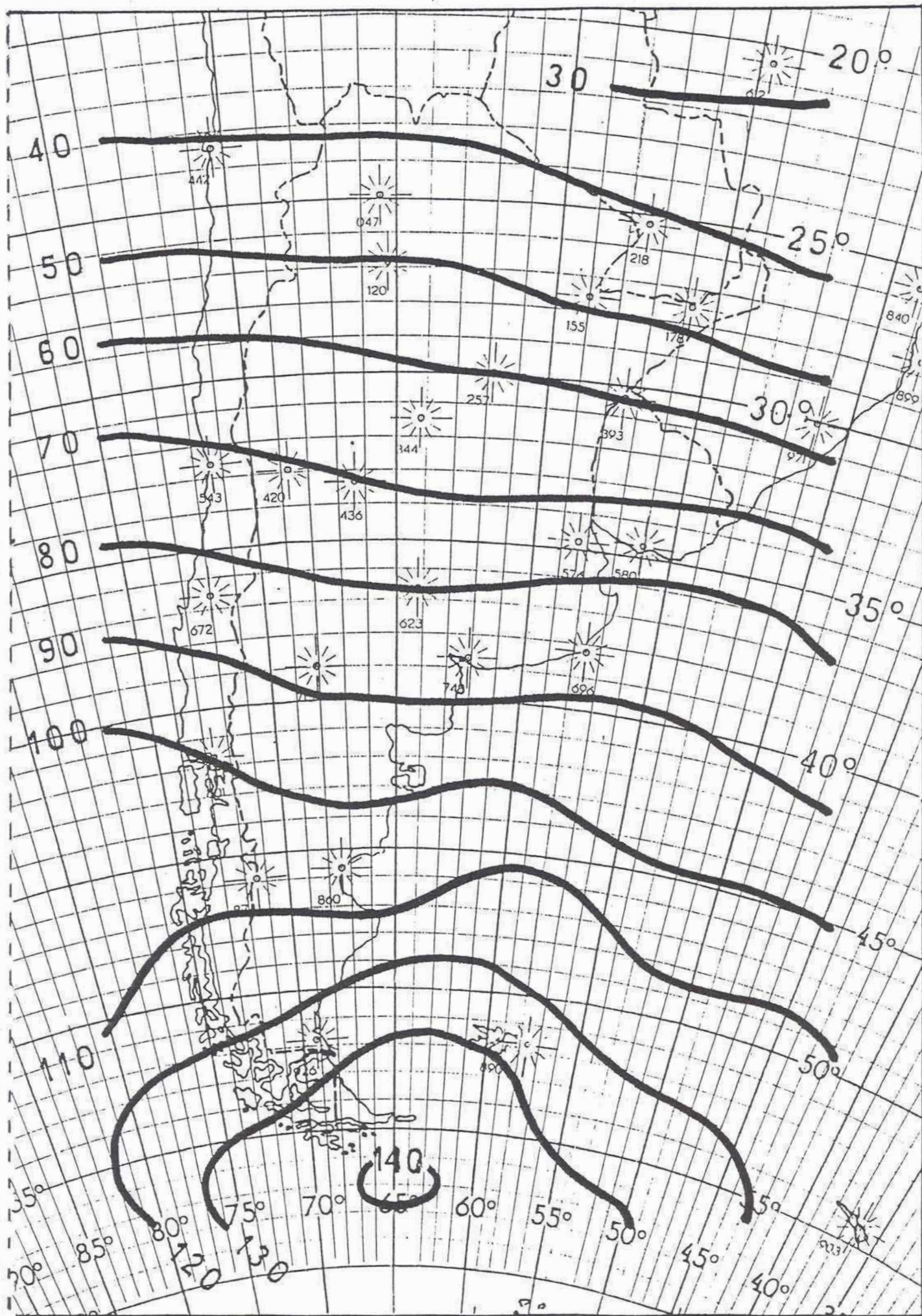


Fig. 2.1.b) Campo de desviaciones standard de las alturas geopotenciales de 500 mb (mgp) para el año 1986.

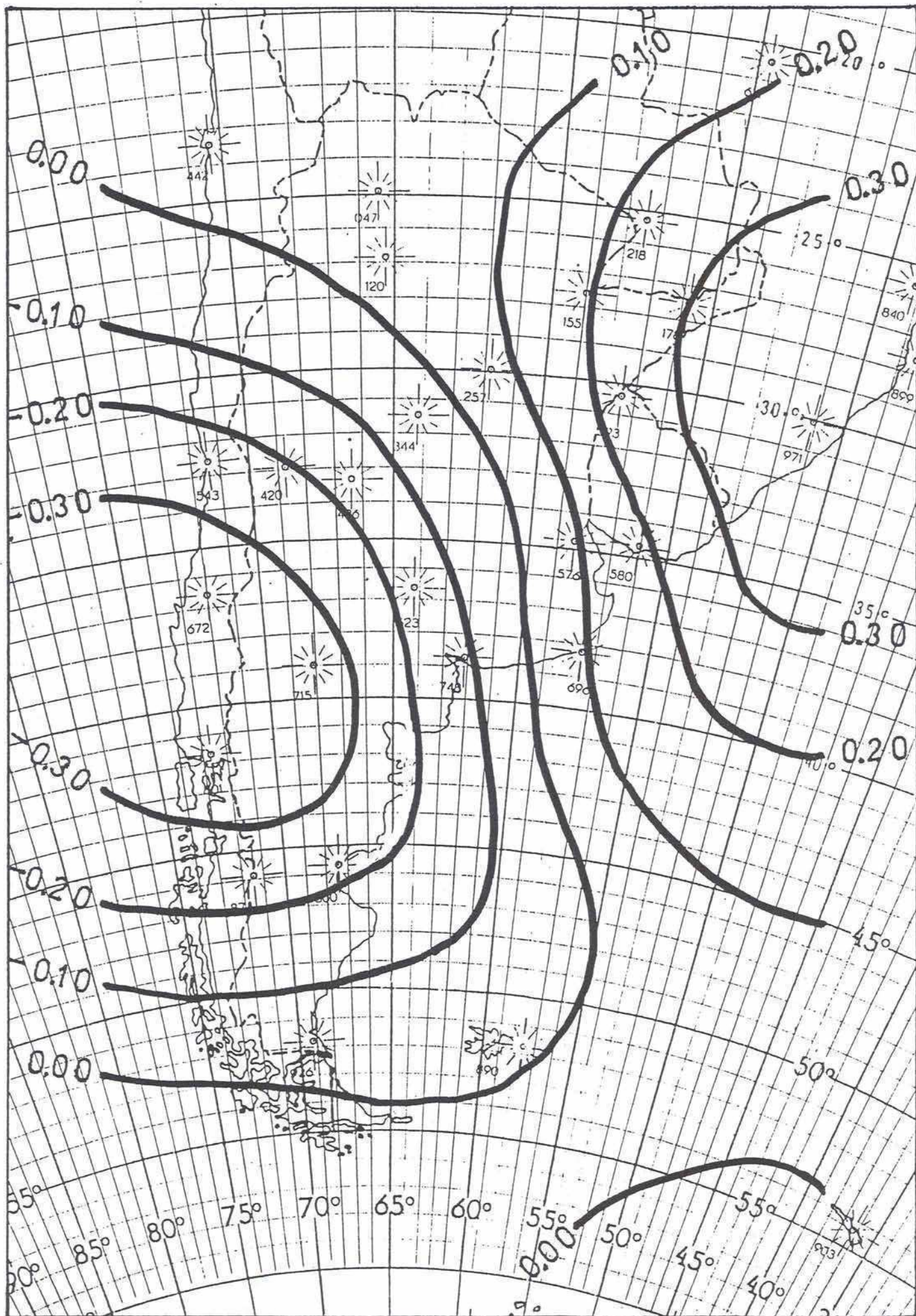


Fig. 2.2.a) Campos de correlación biserial entre precipitación (≥ 0.1 mm) en Ezeiza y alturas geopotenciales de 500 mb, y b) alturas pronosticadas de 500 mb por el modelo barotrópico equivalente. 22

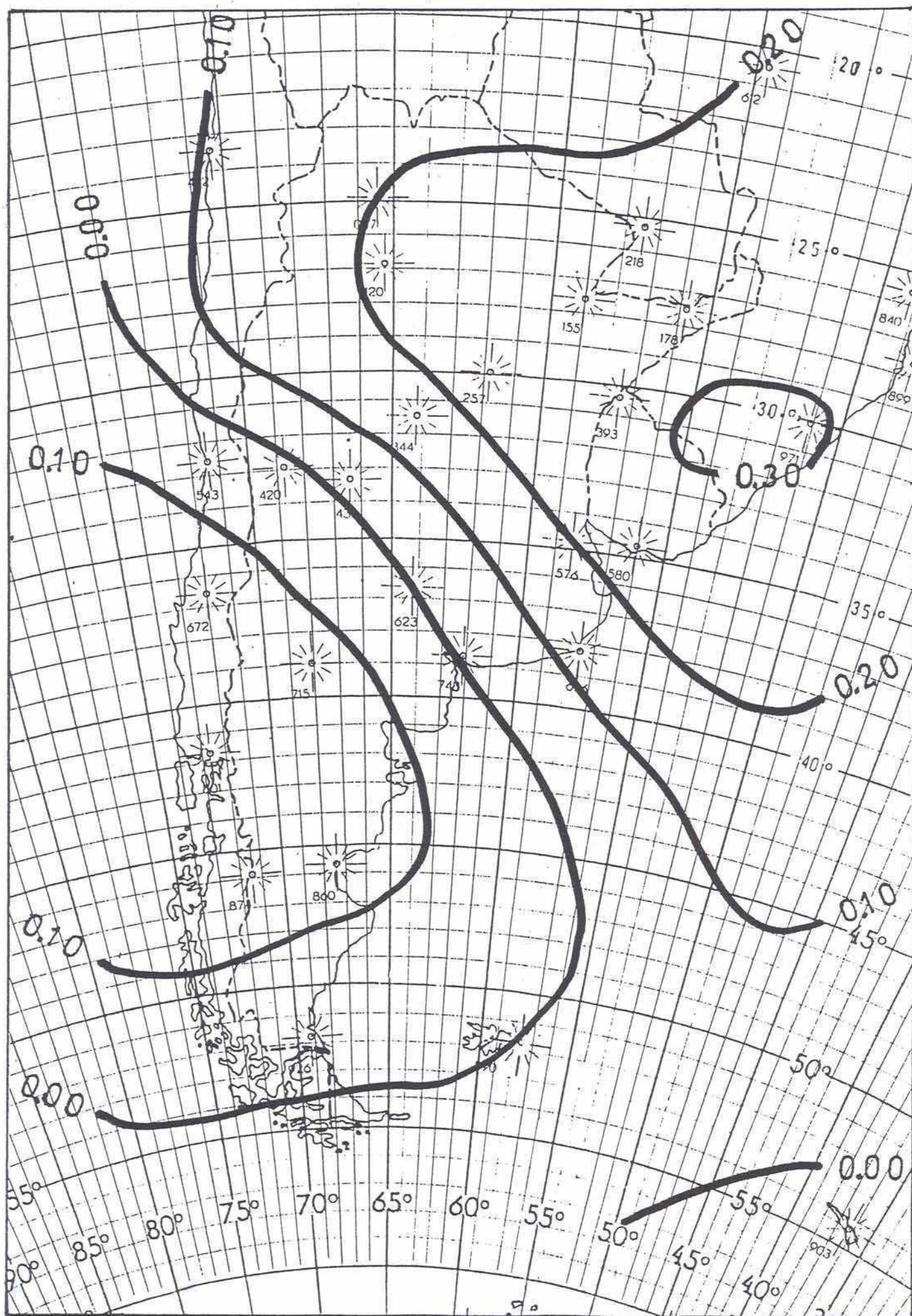


Fig. 2.2.b) Campos de correlación biserial entre precipitación (≥ 0.1 mm) en Ezeiza y alturas geopotenciales de 500 mb pronosticadas por el modelo barotrópico equivalente.

Componentes geostróficas del viento

Fernández y Necco (1982; 1985) estudiaron la climatología de los vientos de la atmósfera libre en base a sondeos de viento de estaciones aerológicas argentinas para el período 1958-1971. En particular, analizaron la variación anual del viento escalar medio en niveles de presión standard. Aquí se analizan las componentes zonales y meridionales del viento que se computan en forma geostrófica usando diferencias centradas en la grilla utilizada en el SMN (Fig. 1.1). Estas componentes del viento sufren alguna distorsión en los bordes sudoeste y sudeste debido a la proyección estereográfica usada.

La componente zonal media varía entre 3 m s^{-1} en la región tropical a un máximo de 23 m s^{-1} en latitudes medias centrado en 50°S sobre el océano Atlántico, lo que evidencia la posición media de la corriente en chorro (Fig. 2.3a). Los vientos son del oeste en todo el sector. La ancha zona de máximos vientos en latitudes medias es consistente con los resultados de Trenberth (1981) en relación con la componente geostrófica zonal del viento. No hay evidencia de una estructura doble del jet, al menos en el promedio anual. El máximo en las desviaciones standard de las alturas geopotenciales (140 mgp), que está centrado en 57°S , 65°W (Fig. 2.1b), se encuentra del lado polar y algo hacia el sudoeste de la corriente en chorro media, como también lo observa Trenberth (1981).

Las desviaciones standard de u (Fig. 2.3b) oscilan desde 5 m s^{-1} alrededor de 25°S hasta un máximo de 12 m s^{-1} en el sur del continente. Estos valores son casi duplicados por los obtenidos por Trenberth, en sección meridional, para latitudes tropicales; y son menores en latitudes subtropicales, pero mayores al sur de 45°S .

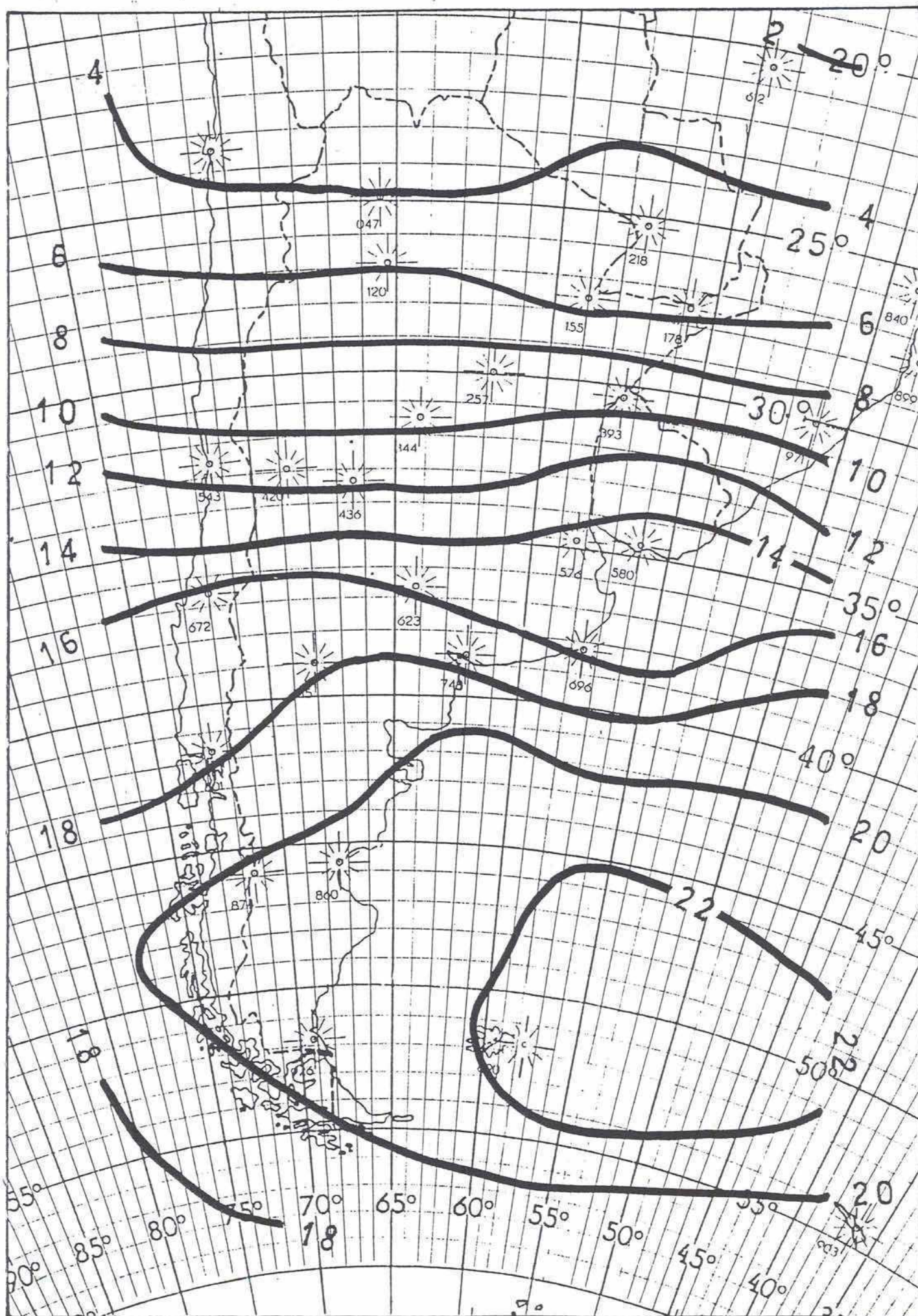


Fig. 2.3.a) Campo medio de la componente zonal del viento geostrófico de 500 (m s^{-1}).

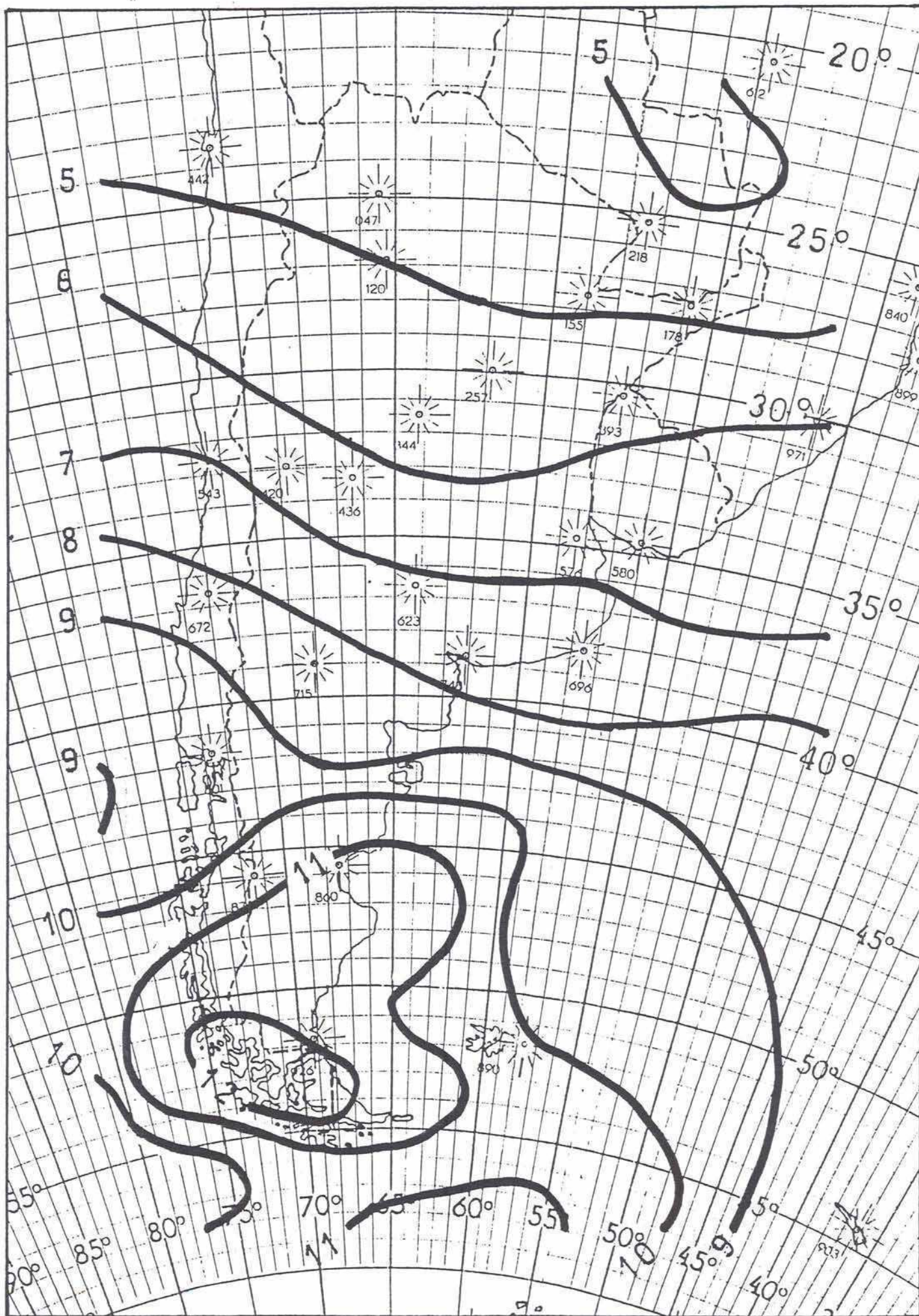


Fig. 2.3.b) Campo de desviaciones standard de la componente zonal del viento geostrófico de 500 (m s⁻¹). 26

La velocidad meridional media tiene una componente hacia el sur al este de 65°W y 60°W (Fig. 2.4a) y exhibe una componente hacia el norte al oeste, lo que indica la posición de la vaguada media en 500 mb. Las intensidades son más fuertes sobre el océano Atlántico.

Las desviaciones standard de v (Fig. 2.4b) son similares a las de u al norte de 40°S , pero luego crecen rápidamente hasta 14 m s^{-1} entre 50°S y 55°S en el este del continente, lo cual es 6° al sur del promedio zonal de apartamientos de v encontrado por Trenberth (1981). La región de desviaciones standard máximas, que está íntimamente relacionada a la trayectoria de los sistemas sinópticos o *storm track* en América del Sur (Trenberth, 1991), se halla sólo 2° o 3° hacia el polo de la región de oestes más intensos en 500 mb. En general, la variabilidad del viento al sur de 40°S , que refleja las perturbaciones baroclínicas transientes, es mayor que la obtenida por Trenberth (1981). Algunas de estas diferencias pueden deberse parcialmente a la muestra limitada de 1 año de datos aquí usada, y tal vez también al hecho de que el ciclo anual no es filtrado. No obstante, la localización de los máximos en las desviaciones standard muestra un excelente acuerdo con la distribución de los centros ciclónicos descripta por Taljaard (1972).

A través de la inspección de los correspondientes campos de correlación biserial es posible encontrar relaciones consistentes entre las anomalías del viento en 500 mb y la precipitación en Ezeiza. Entre 30°S y 35°S sobre la cordillera de los Andes aparecen anomalías del oeste en relación con la precipitación en Ezeiza, mientras que sobre Paraguay, Brasil y una área que se extiende sobre el noroeste de Argentina se observan anomalías del este altamente asociadas con la precipitación (Fig. 2.5a). La isolínea de correlación nula pasa justo sobre Buenos Aires indicando la zona donde la anomalía del viento zonal se invierte. El gradiente en el campo de correlación aproximadamente desde 33°S , 70°W a 24°S , 53°W muestra que ésta es la dirección más privilegiada para que la cortante zonal anómala favorezca la precipitación en Buenos Aires.

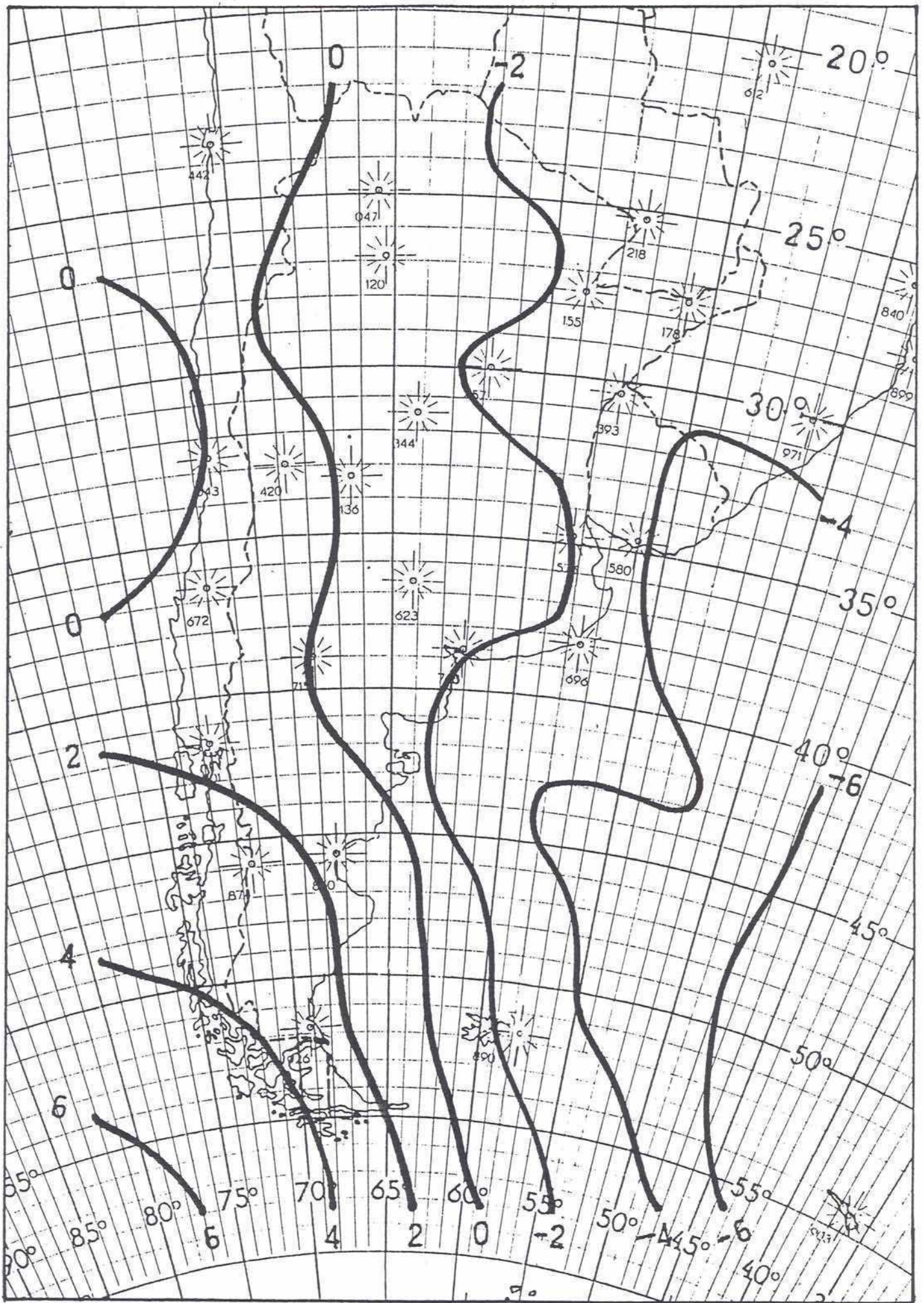


Fig. 2.4.a) Idem Fig. 2.3.a), para la componente meridional.

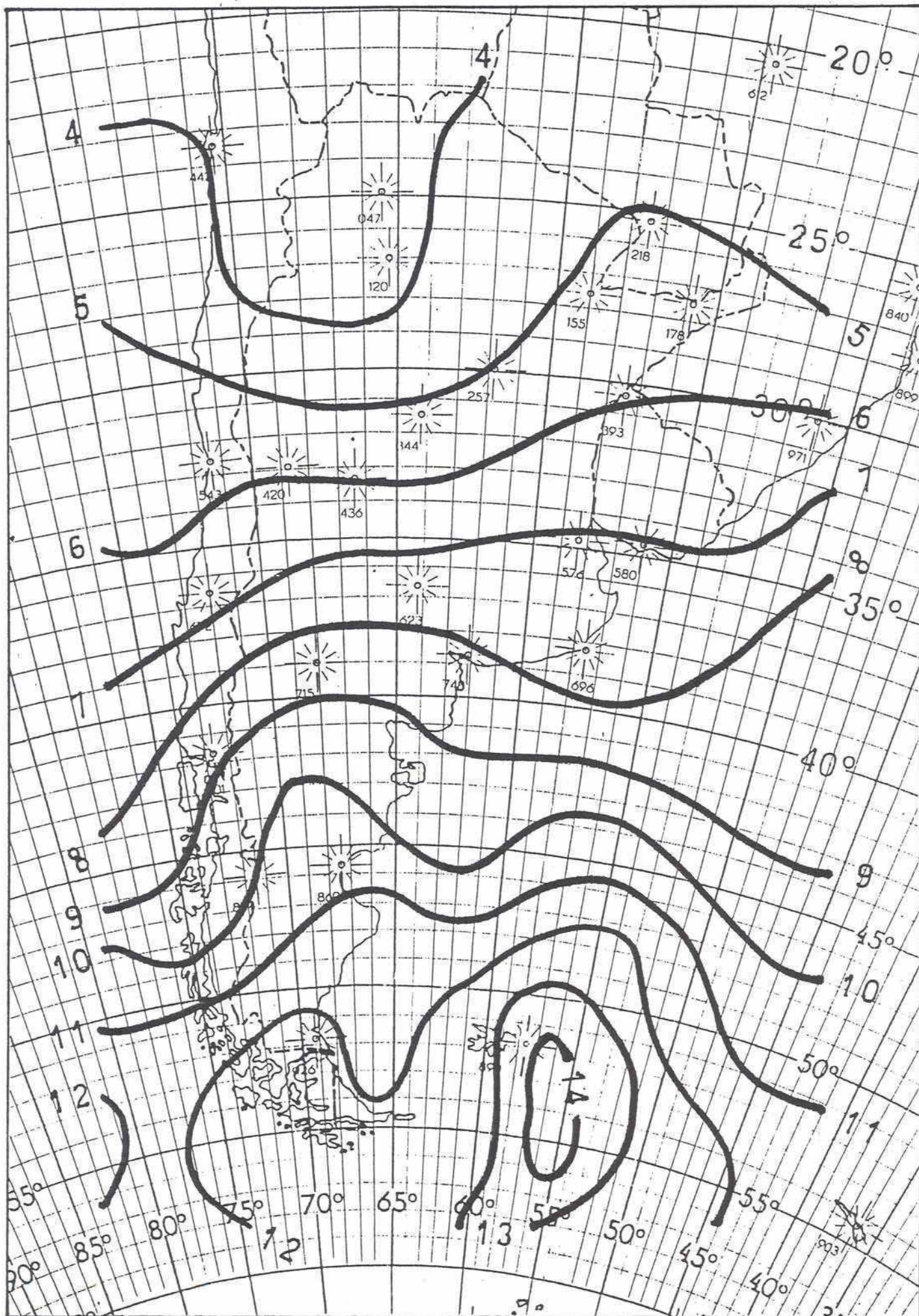


Fig. 2.4.b) Idem Fig. 2.3.b), para la componente meridional.

Al norte del centro de correlación positiva existe también un intenso gradiente que está asociado con una fuerte cortante anticiclónica, como se verá luego en términos de vorticidad relativa. En forma similar, al sur de este centro se observa una zona con anomalías ciclónicas significativas.

Con respecto a la componente meridional del viento (Fig. 2.5b), la característica más importante es la extensa región con componente anómala del norte (correlacionada en forma negativa con la precipitación) con su mínimo centrado en el sur de la provincia de Buenos Aires (40°S , 62°W). Esto está ligado a la posición de la vaguada y a la advección del norte necesaria para producir precipitación en Ezeiza. Al este de 55°W el gradiente en las líneas de correlación es intenso, lo que indica la presencia de viento con componente anómala del sur sobre Brasil.

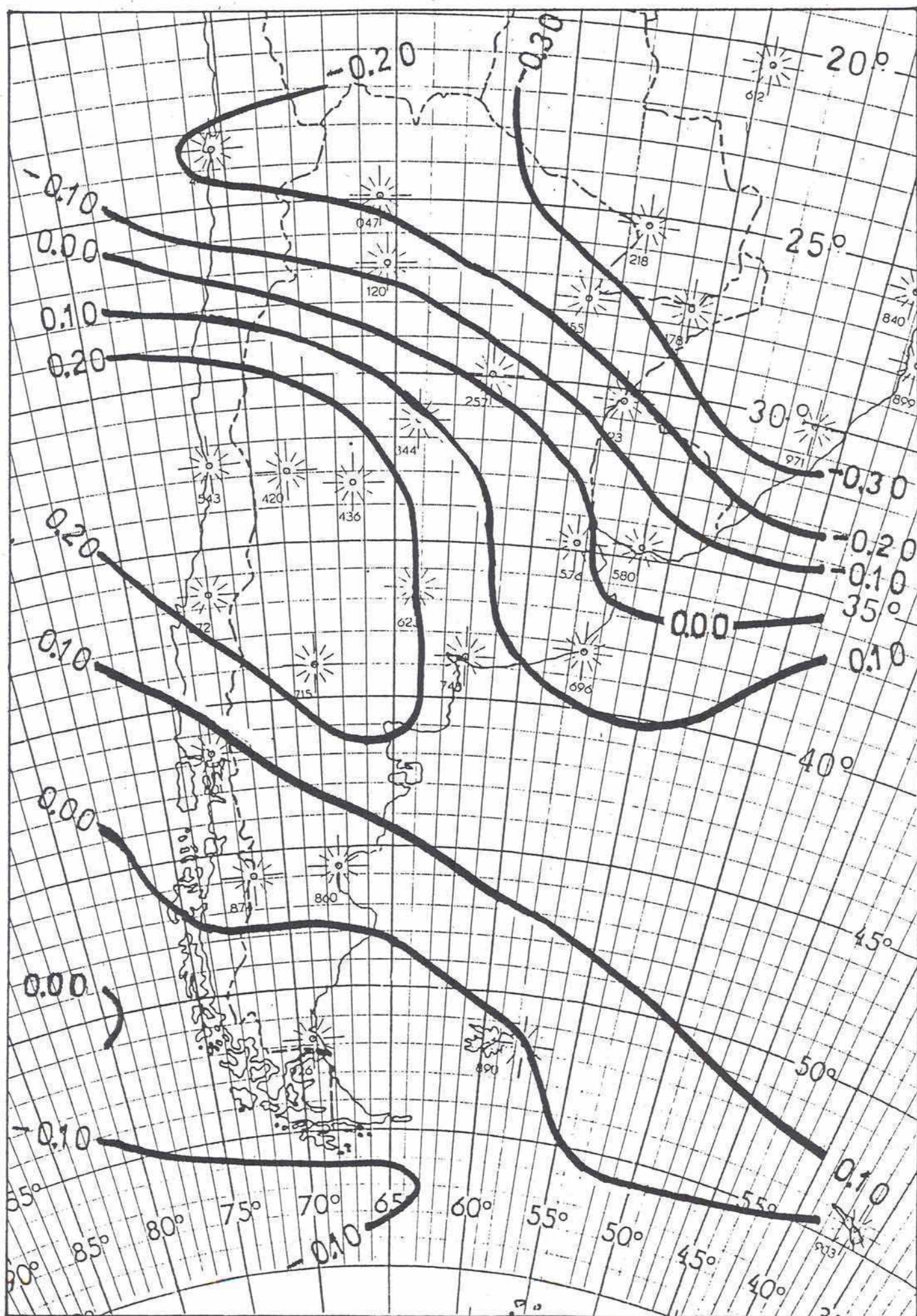


Fig. 2.5.a) Campos de correlación biserial entre precipitación (≥ 0.1 mm) en Ezeiza y componente geostrófica zonal del viento del nivel de 500 mb.

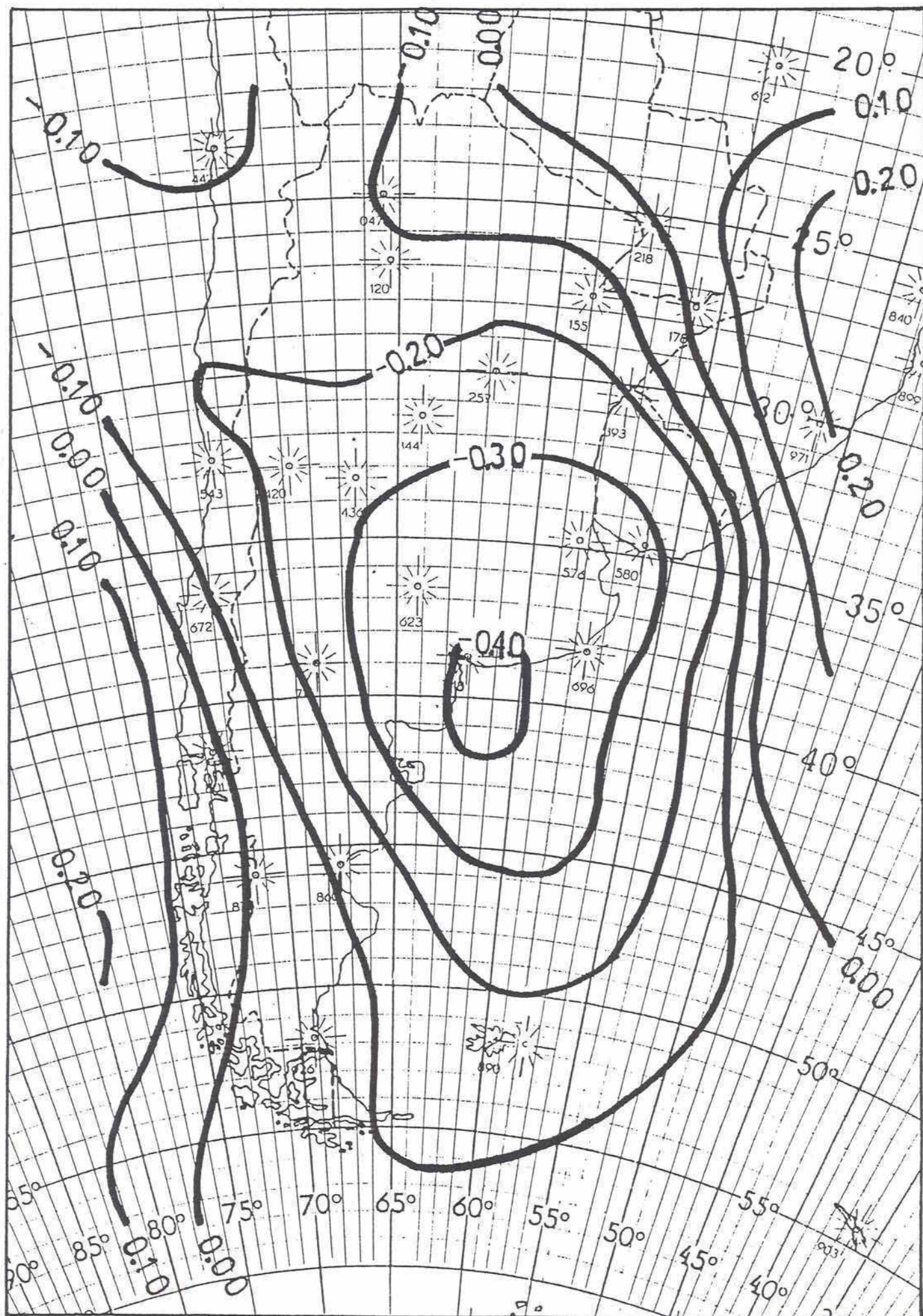


Fig. 2.5.b) Campos de correlación biserial entre precipitación (≥ 0.1 mm) en Ezeiza y componente geostrofica meridional del viento del nivel de 500 mb.

Vorticidad geostrófica relativa

Las perturbaciones sinópticas que se observan en las cartas meteorológicas son representadas en gran medida por la vorticidad, ya que ésta describe el movimiento rotacional del aire (Carlson, 1991). Es por ello que se investiga la vorticidad geostrófica relativa en 500 mb como una variable dinámica derivada relacionada con la precipitación. A ésta última se la considera en diferentes períodos de 24 horas con respecto a la hora de análisis 12:00 GMT (Klein, 1959) con el propósito de examinar las relaciones en los desfases espaciales y temporales mediante la distribución y movimiento relativo de los centros de anomalías ciclónicas y anticiclónicas de vorticidad.

Los campos de correlación biserial entre la vorticidad relativa en 500 mb y la precipitación en Ezeiza en el período de 24 horas: un día después del análisis, siguiente en el día de análisis (considerado aquí como una relación cuasi-simultánea), y un día previo al análisis se presentan en las Figs. 2.6a, b y c, respectivamente. Un centro de vorticidad ciclónica anómala entre 37°S y 43°S se localiza al oeste de la cordillera de los Andes sobre el océano Pacífico un día antes de la ocurrencia de precipitación en Ezeiza. La región al norte de 35°S está dominada por circulación anticiclónica anómala en la dirección noroeste-sudeste con dos centros; el más importante de ellos se ubica en el norte de Chile alrededor de 28°S. El núcleo ciclónico penetra al continente el día concurrente con la precipitación. El núcleo anticiclónico en el este de Buenos Aires se refuerza, y la isolínea de correlación cero pasa justo sobre Ezeiza. Una vez que la precipitación finaliza (es decir, ocurre el día anterior), el centro ciclónico se traslada hasta aproximadamente la longitud de Buenos Aires, algo hacia el sur de la misma. No se observan otras zonas de correlación significativas, excepto la circulación anticiclónica sobre Brasil.

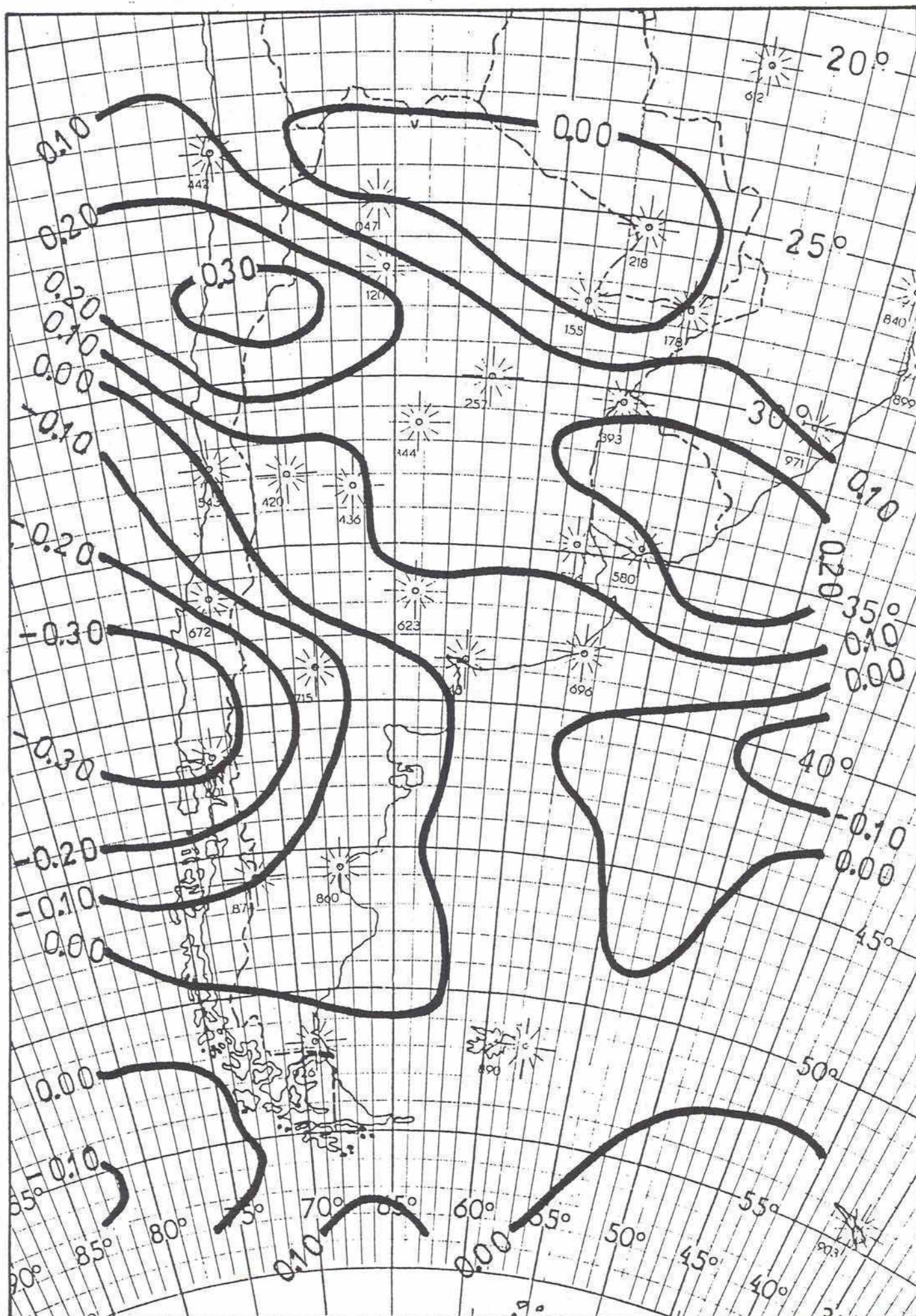


Fig. 2.6.a) Campos de correlación biserial entre la vorticidad relativa en 500 mb y la precipitación (≥ 0.1 mm) en Ezeiza en el período de 24 horas un día después del análisis.

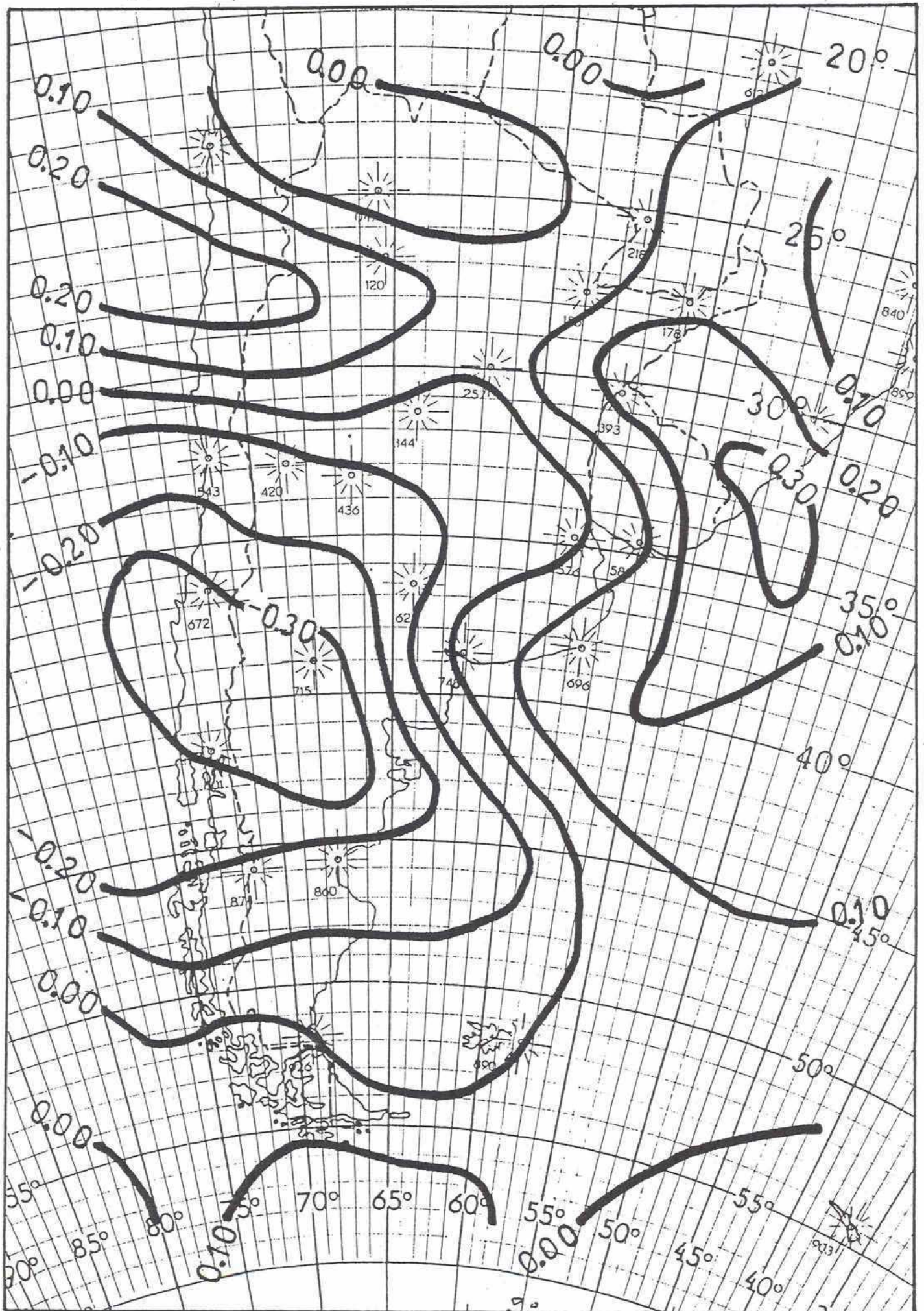


Fig. 2.6.b) Campos de correlación biserial entre la vorticidad relativa en 500 mb y la precipitación (≥ 0.1 mm) en Ezeiza en el período de 24 horas concurrente con el día de análisis.

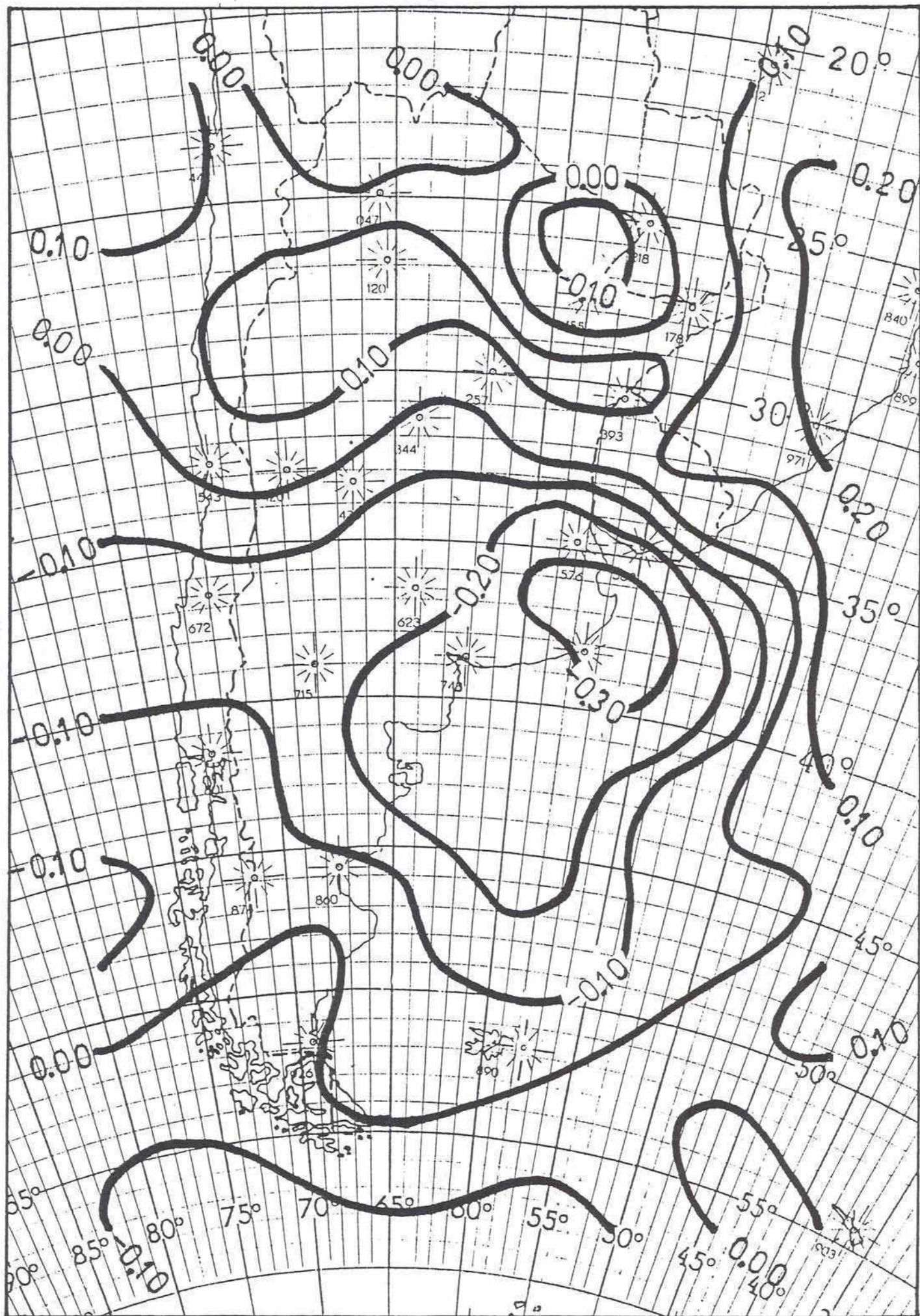


Fig. 2.6.c) Campos de correlación biserial entre la vorticidad relativa en 500 mb y la precipitación (≥ 0.1 mm) en Ezeiza en el período de 24 horas un día antes del análisis.

Por lo tanto, el centro de vorticidad ciclónica anómala en relación a la ocurrencia de precipitación en Ezeiza tarda aproximadamente un día en cruzar la cordillera (menos de 100 km de ancho), para luego avanzar alrededor de 2000 km al día siguiente. Esta discontinuidad en el movimiento de la anomalía ciclónica se debe a efectos topográficos.

Si se considera la ocurrencia de precipitación en un período más grande, digamos 48 horas, el patrón resultante (Fig. 2.7) es básicamente similar al de la Fig. 2.6b, pero con coeficientes de correlación más fuertes. Esto significa que una distribución de vorticidad relativa en 500 mb como ésta puede producir precipitación en Ezeiza en algún momento durante los siguientes dos días con más alta probabilidad.

Para averiguar si la precipitación local en Ezeiza es representativa del área de Buenos Aires, al menos en la escala temporal diaria, se consideran los datos de precipitación provenientes de tres estaciones meteorológicas de la zona: Ezeiza (34°50'S, 58°32'W), Aeroparque (34°34'S, 58°25'W) y Observatorio Central Buenos Aires (34°35'S, 58°29'W). El evento de precipitación se define ahora como ocurrencia cuando el promedio de la precipitación en las tres estaciones en un período de 24 horas es ≥ 0.1 mm. El mapa de correlación biserial obtenido (Fig. 2.8) muestra exactamente la misma configuración que la Fig. 2.6b, de modo que la precipitación en una sola estación puede ser usada para representar la región en vez del grupo de estaciones para esta escala temporal y espacial de análisis.

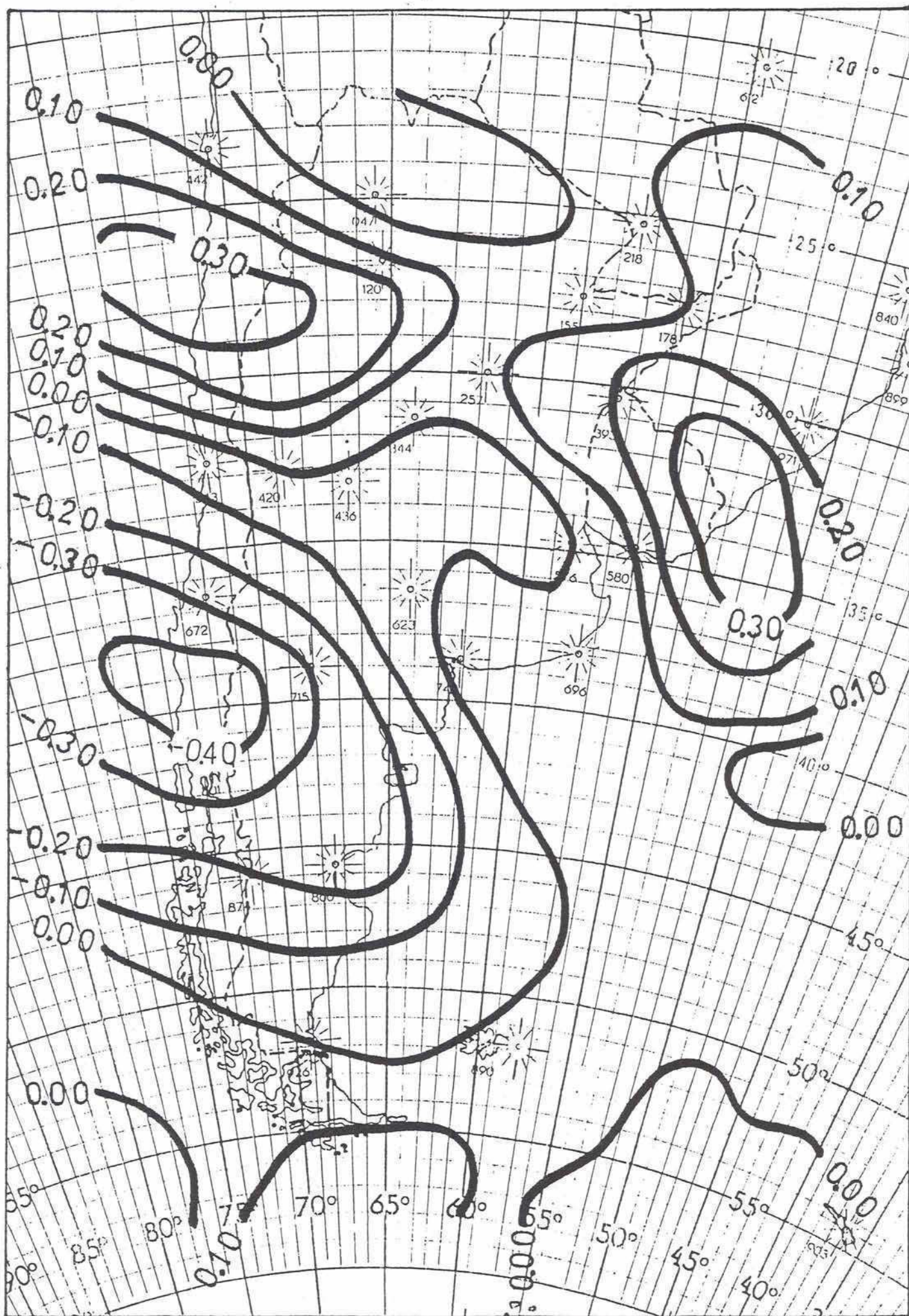


Fig. 2.7. Campo de correlación biserial entre la vorticidad relativa en 500 mb y la precipitación (≥ 0.1 mm) en Ezeiza durante las 48 horas siguientes al análisis.

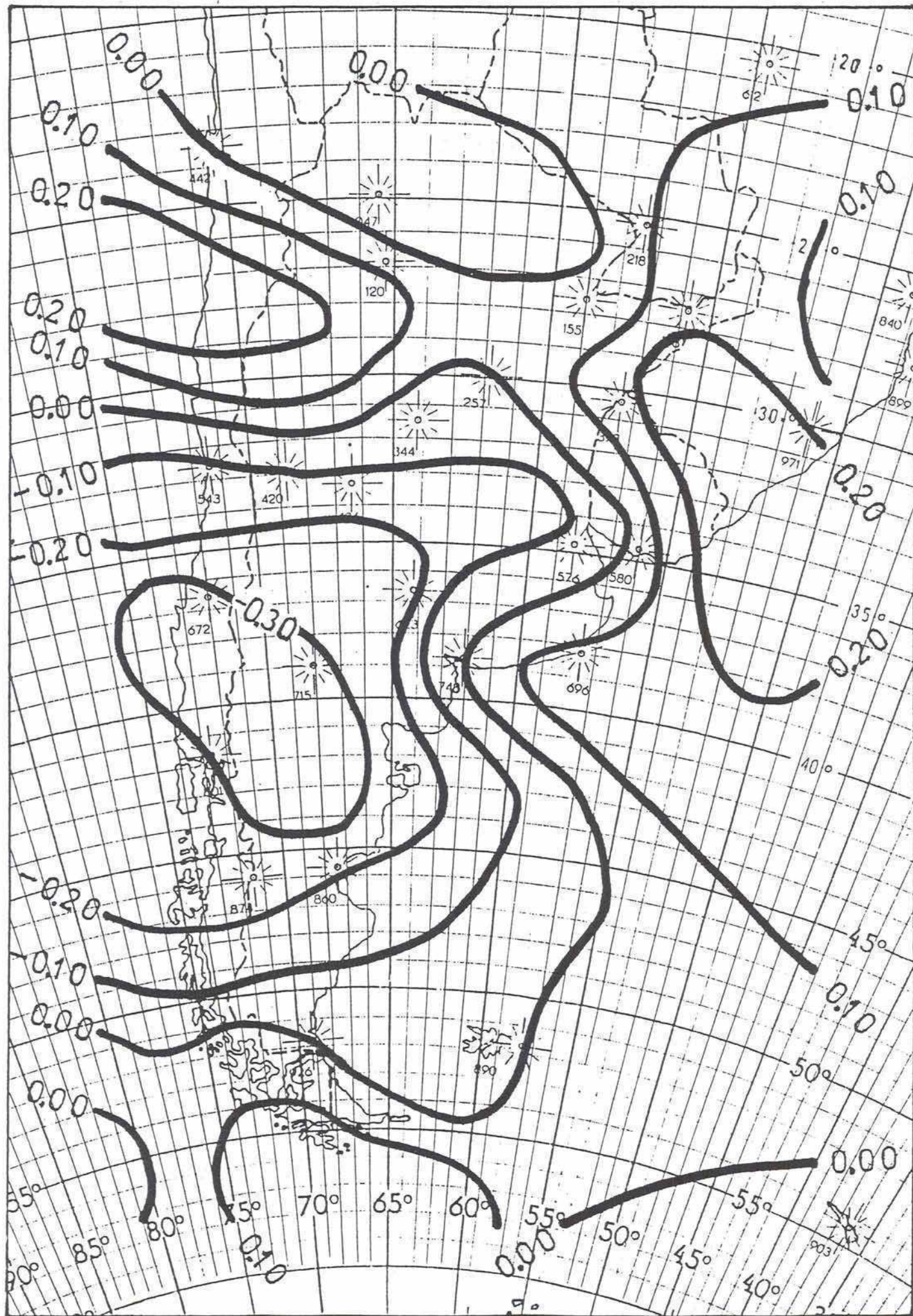


Fig. 2.8. Campo de correlación biserial entre la vorticidad relativa en 500 mb y la precipitación (≥ 0.1 mm) en el área de Buenos Aires (Ezeiza ($34^{\circ}50'S$, $58^{\circ}32'W$), Aeroparque ($34^{\circ}34'S$, $58^{\circ}25'W$) y Observatorio Central Buenos Aires ($34^{\circ}35'S$, $58^{\circ}29'W$); ver texto).

Advecciones de vorticidad

Como herramienta conceptual, las advecciones de vorticidad en el nivel de no-divergencia están claramente relacionadas con el movimiento vertical y, por lo tanto, a la precipitación (Petterssen, 1956). Por ello, se calculan las advecciones de vorticidad absoluta y relativa en 500 mb para examinar su capacidad como potenciales predictores de la precipitación en comparación con otras variables de 500 mb.

Los coeficientes de correlación biserial entre la advección de vorticidad relativa en 500 mb y la precipitación en Ezeiza (Fig. 2.9a) indican que la anomalía de vorticidad ciclónica, que por otro lado es la única anomalía significativa, está localizada más cerca de Buenos Aires hacia el sur y sudoeste. Cuando las advecciones de vorticidad ciclónica ocurren en esta región, la producción de lluvias se vería favorecida en Buenos Aires. No obstante, la magnitud de los coeficientes no es tan intensa como para la vorticidad en sí misma.

Con respecto a las advecciones de vorticidad absoluta (Fig. 2.9b), el patrón resultante es muy similar al anterior, pero menos intenso.

Velocidad vertical

Asumiendo un campo de vientos dado, es posible obtener una velocidad vertical del modelo barotrópico equivalente (Haltiner, 1971):

$$\omega = \omega_0 \times B(p) + p_0 \times \overline{f}^{-1} \times \overline{V} \cdot \nabla (\overline{\zeta} + \overline{f}) \times C(p)$$

donde ω_0 es la velocidad vertical en superficie, p_0 , la presión en superficie, $\overline{V} \cdot \nabla (\overline{\zeta} + \overline{f})$, la advección de vorticidad absoluta promedio, \overline{f} , el parámetro de Coriolis promedio para la región de interés, y $B(p)$ y $C(p)$, funciones de la presión. Con ω_0 despreciable y $C(p)$ constante, el campo de correlación biserial entre ω y la

precipitación en Ezeiza es obviamente igual al de la Fig. 2.9b, ya que los signos en las velocidades verticales están dados por las advecciones de vorticidad absoluta.

Tendencia de vorticidad

Las relaciones entre la tendencia de vorticidad en 500 mb en 24 horas, que incluye todos los efectos en el cambio de vorticidad además de las advecciones, muestran que este cambio en el nivel de 500 mb está fuertemente conectado con la precipitación con un mínimo de correlación biserial de -0.40 frente a la costa atlántica bonaerense, al sur de la zona de precipitación de interés (Fig. 2.10a). De la comparación entre las Figs. 2.10a y 2.9a se puede observar que existen otros mecanismos adicionales a las advecciones que afectan la tendencia de vorticidad en 500 mb relacionados a la precipitación, aunque en este caso las advecciones son consideradas como cantidades instantáneas mientras que la tendencia es una diferencia en 24 horas.

Para averiguar cómo la tendencia de vorticidad anticipa a la ocurrencia de precipitación se muestra el mapa de correlación con la precipitación un día después, Fig. 2.10b. Se puede observar que la caída de vorticidad más intensa se sitúa en el centro del país y norte de la Patagonia un día antes de que tenga lugar el evento de precipitación en Ezeiza. Sin embargo, el centro de vorticidad ciclónico anómalo está ubicado al oeste de la cordillera (Fig. 2.6a).

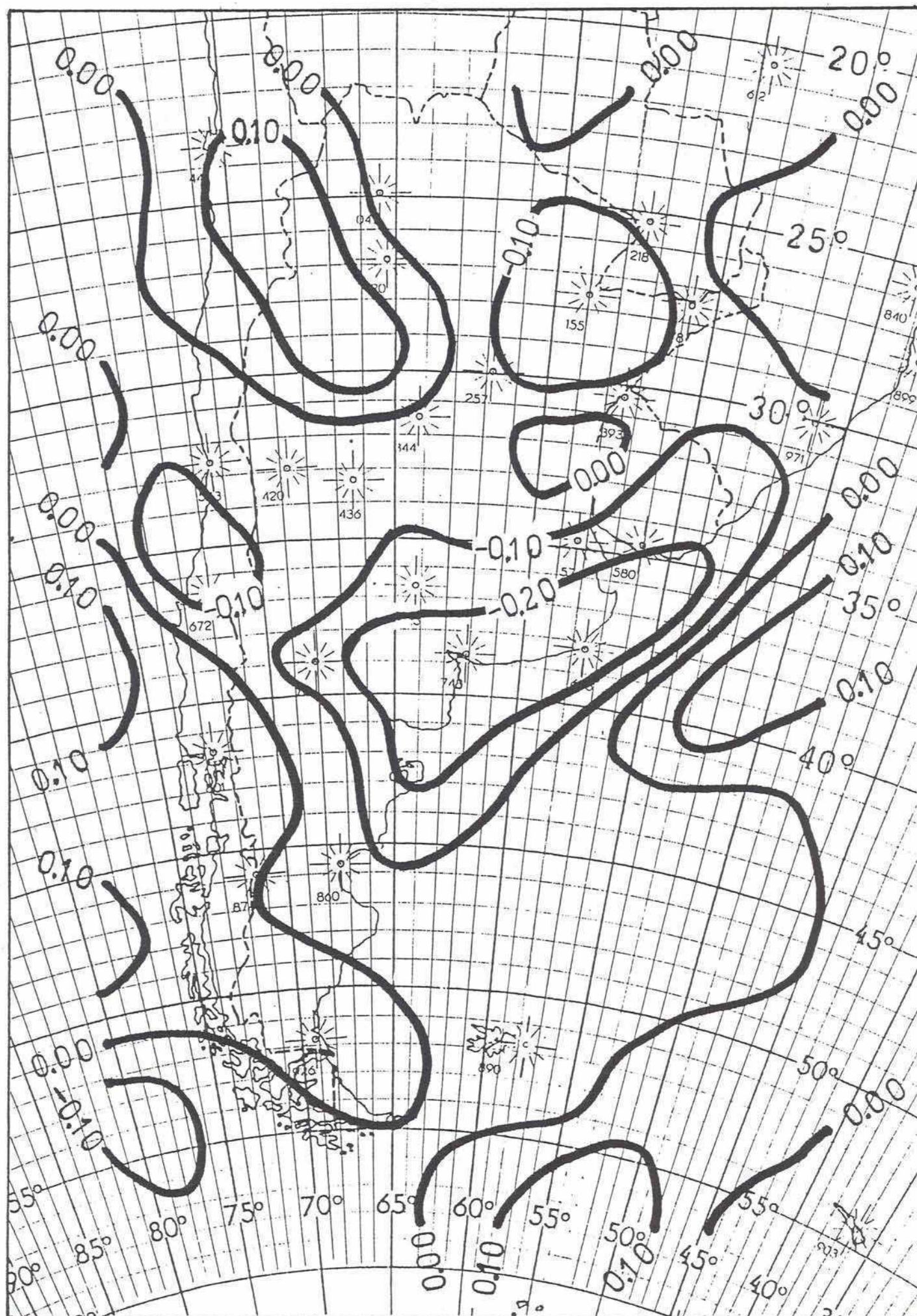


Fig. 2.9.a) Campos de correlación biserial entre precipitación (≥ 0.1 mm) en Ezeiza y advecciones de vorticidad relativa en 500 mb.

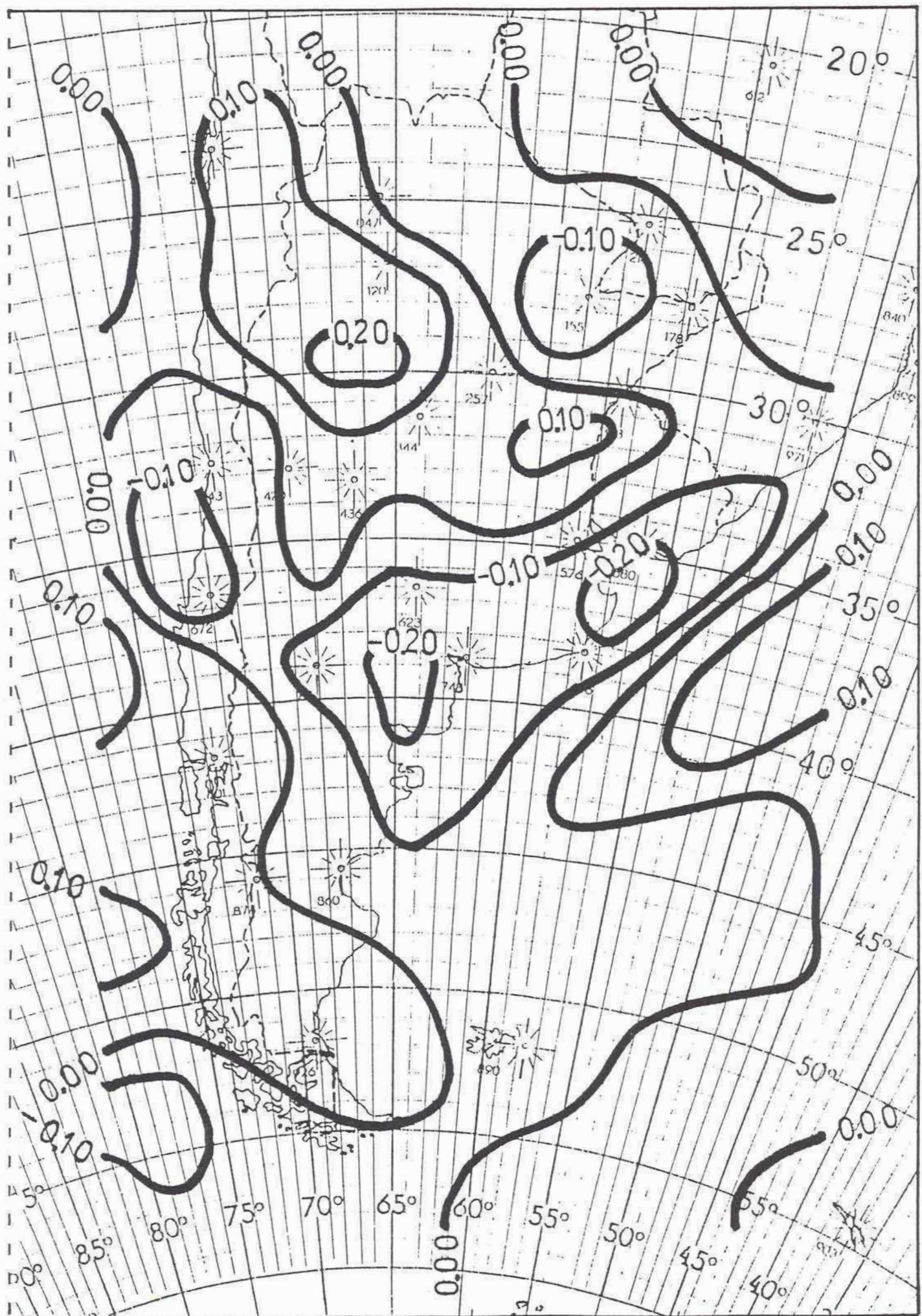


Fig. 2.9.b) Campos de correlación biserial entre precipitación (≥ 0.1 mm) en Ezeiza y advecciones de vorticidad absoluta en 500 mb.

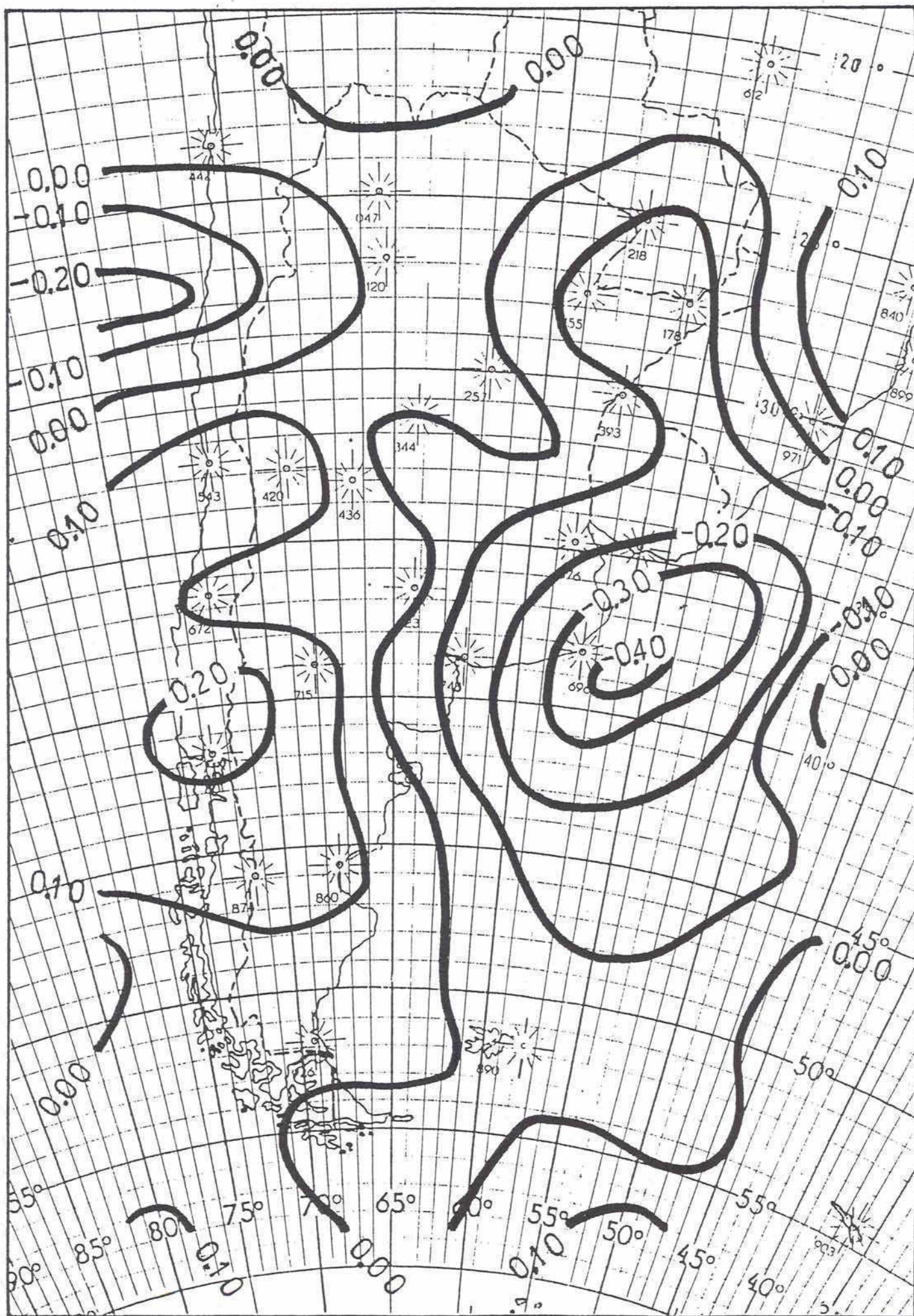


Fig. 2.10.a) Campo de correlación biserial entre la tendencia de vorticidad en 500 mb y la precipitación (≥ 0.1 mm) en Ezeiza en el período de 24 horas concurrente con el día de análisis.

Variables termodinámicas

Para continuar con el análisis, en esta parte se examinan algunas variables de la tropósfera baja y media representativas de la región de interés en relación con la precipitación (Ruiz y Vargas, 1997).

Las variables consideradas son las siguientes: presión en superficie (p_s), temperatura (T), temperatura de punto de rocío (T_d) y depresión de punto de rocío ($T-T_d$) en 850 y 700 mb, temperatura en 500 mb, temperatura isobárica equivalente (θ_{ie}) en 850 y 700 mb, y el índice de inestabilidad K-Whiting (K).

Matriz de correlación

En la Tabla 2.1 se muestra la matriz de correlación. Los coeficientes de correlación lineal en valor absoluto mayores que 0.14 son estadísticamente significativos al nivel del 1 %. Las temperaturas en la columna de aire se encuentran altamente correlacionadas, como era de esperarse. Su correlación con los respectivos puntos de rocío es menor y disminuye con la altura, dado que en los niveles más altos son más importantes los movimientos verticales para determinar el contenido de vapor de agua. Las depresiones de punto de rocío están prácticamente definidas por los correspondientes puntos de rocío, y no presentan ninguna relación con la temperatura. La extensión de las capas húmedas o secas generalmente alcanza 700 mb, como se puede observar a través de los coeficientes significativos entre puntos de rocío y depresiones de punto de rocío con la altura, y particularmente a través de las temperaturas isobáricas equivalentes. La temperatura en 500 mb está correlacionada positivamente con los puntos de rocío en los niveles más bajos. Esto se puede ver claramente considerando θ_{ie} en 850 y 700 mb. Sin embargo, la relación entre T_{500} y las

depresiones de punto de rocío es nula, probablemente como una consecuencia de los efectos de subsidencia. Los principales factores que afectan el índice K son evidentemente los puntos de rocío en 850 y 700 mb.

Con respecto a la presión de superficie, que se está correlacionada negativamente con las temperaturas en la columna, se puede observar que las correlaciones más fuertes se presentan en relación a las temperaturas isobáricas equivalentes, siendo las condiciones de la masa de aire en 850 mb las que más afectan a p_s .

En el punto donde se describen las variables dinámicas se ha mostrado que la vorticidad relativa en 500 mb en dos puntos de grilla localizados en 39°S, 71°W (al sudoeste de Buenos Aires) y en 33.5°S, 52°W (al este de Buenos Aires), ζ_{sw} y ζ_E , respectivamente, exhiben entre los más altos coeficientes significativos de correlación biserial con la precipitación en Buenos Aires. Por esta razón, estas dos variables dinámicas, ζ_{sw} y ζ_E , son incluidas en la matriz de correlación. La vorticidad relativa en 500 mb al este de Buenos Aires sólo presenta un bajo coeficiente de correlación con $\theta_{ie\ 700}$ (vorticidad anticiclónica al este de Buenos Aires está relacionada con la entrada de aire húmedo en 700 mb sobre la región), aunque alguna pequeña asociación positiva también se observa con temperaturas y variables de humedad. Se encuentran correlaciones negativas algo más intensas entre la vorticidad relativa en 500 mb sobre Neuquén, ζ_{sw} , y las variables de humedad (vorticidad ciclónica al sudoeste está levemente asociada con masas de aire cálidas y húmedas sobre Buenos Aires), y además existe una asociación positiva con la presión en superficie de Buenos Aires. La relación entre ζ_{sw} y ζ_E es casi despreciable (variables independientes).

	T_{850}	T_{d850}	$(T-T_d)_{850}$	T_{700}	T_{d700}	$(T-T_d)_{700}$	T_{500}	K	θ_{ie850}	θ_{ie700}	p_s	ζ_E	ζ_{SW}
T_{850}	1.	0.37	0.09	0.83	0.39	-0.08	0.75	0.34	0.75	0.75	-0.59	0.22	-0.16
T_{d850}		1.	-0.90	0.32	0.59	-0.47	0.32	0.84	0.84	0.61	-0.53	0.12	-0.24
$(T-T_d)_{850}$			1.	0.06	-0.44	0.46	0.02	-0.74	-0.53	-0.29	0.28	-0.03	0.18
T_{700}				1.	0.18	0.20	0.84	0.11	0.66	0.73	-0.42	0.26	-0.12
T_{d700}					1.	-0.93	0.26	0.89	0.62	0.75	-0.45	0.23	-0.30
$(T-T_d)_{700}$						1.	0.06	-0.85	0.37	-0.47	0.28	-0.14	0.25
T_{500}							1.	0.13	0.62	0.71	-0.38	0.21	-0.06
K								1.	0.73	0.65	-0.52	0.16	-0.30
θ_{ie850}									1.	0.84	-0.67	0.20	-0.26
θ_{ie700}										1.	-0.56	0.32	-0.27
p_s											1.	-0.04	0.31
ζ_E												1.	-0.15
ζ_{SW}													1.

Tabla 2.1. Matriz de correlación lineal entre las variables: T_{850} = temperatura en 850 mb, T_{d850} = temperatura de punto de rocío en 850 mb, $(T-T_d)_{850}$ = depresión de punto de rocío en 850 mb, T_{700} = temperatura en 700 mb, T_{d700} = temperatura de punto de rocío en 700 mb, $(T-T_d)_{700}$ = depresión de punto de rocío en 700 mb, T_{500} = temperatura en 500 mb, K = índice K-Whiting, θ_{ie850} = temperatura isobárica equivalente en 850 mb, θ_{ie700} = temperatura isobárica equivalente en 700 mb, p_s = presión de superficie, ζ_E = vorticidad relativa de 500 mb en 33.5°S, 52°W (este de Buenos Aires) y ζ_{SW} = vorticidad relativa de 500 mb en 39°S, 71°W (sudeste de Buenos Aires).

Relación con la precipitación

Dado que la precipitación no sólo depende de la intensidad del movimiento vertical en la tropósfera media, sino también de las características termodinámicas de las masas de aire involucradas, es interesante analizar los datos aerológicos de los niveles bajos y medios en conexión con la lluvia.

Las muestras totales son separadas de acuerdo a la ocurrencia o no ocurrencia de precipitación en Ezeiza (el evento ocurre se observa precipitación ≥ 0.1 mm en un período de 24 horas, desde las 12:00 GMT del día i a las 12:00 GMT del día $i+1$). Las medias y desviaciones standard de las diferentes variables (evaluadas a las 12:00 GMT del día i) para las muestras totales y condicionadas se presentan en la Tabla 2.II, además de los estadísticos *t-Student* respectivos (los mayores en valor absoluto que 1.96 y 2.57, son significativos al 95 % y 99 %, respectivamente).

En lo que concierne a las muestras completas, los valores medios de temperatura para este conjunto limitado de datos son en promedio 1°C más altos que los obtenidos por Velasco y Necco (1980) para el período 1958-1971 y por Taljaard *et al* (1969), en todos los niveles. Lo contrario se observa para las medias de las temperaturas de punto de rocío. Las desviaciones standard son del mismo orden para las temperaturas, pero la variabilidad es mayor para los puntos de rocío. Las temperaturas isobáricas equivalentes medias son similares a las temperaturas adiabáticas equivalentes medias obtenidas por Velasco y Necco (1982). (Lo mismo para las respectivas desviaciones standard).

Cuando estos datos observados se relacionan con la precipitación en Buenos Aires, se puede advertir que las muestras condicionadas son estadísticamente diferentes para casi todas las variables al 99 % de nivel de confianza. No obstante, las variables que mejor discriminan son aquéllas que tienen en cuenta el contenido de vapor de agua, especialmente en el nivel de 700 mb ($\theta_{ie\ 700}$, $T_{d\ 700}$ y $(T-T_{d})_{700}$), y el índice K. Lo mismo se puede observar mediante los coeficientes de correlación

biserial (Tabla 2.II, los coeficientes biseriales en valor absoluto mayores que 0.18 son estadísticamente significativos al 1 %).

Las condiciones medias en la tropósfera baja cuando ocurre precipitación indican que la temperatura es alrededor de 2°C mayor que cuando no se observa el fenómeno. En la tropósfera media es alrededor de 1.4°C mayor. Esto expresa que se producen advecciones cálidas diferenciales previo o durante las situaciones sinópticas precipitantes. A pesar de que la diferencia entre las medias del índice K en términos de *sí* o *no* precipitación se halla bien marcada, los gradientes medios de temperatura bajo ambas condiciones (ambos alrededor de 0.57°/100 m) no manifiestan tal diferencia, sólo es de menos de 0.02°/100 m. Por otro lado, las diferencias en los puntos de rocío con respecto al evento precipitación aumentan con la altura de 8°C en 850 mb a aproximadamente 10.6°C en 700 mb, lo que señala que la profundidad de la capa húmeda necesariamente se eleva.

La presión de superficie parece tener una leve asociación con la precipitación, mientras que la tendencia de presión en 24 horas ($p_s(i+1) - p_s(i)$) no muestra ninguna correlación en absoluto, pero la tendencia y la lluvia del día después ($p_s(i) - p_s(j-1)$) evidencia cierta correlación negativa.

La vorticidad relativa en 500 mb (ζ_{sw} y ζ_E) presentan una asociación bastante buena con la precipitación, como ya se ha visto, considerando que son variables dinámicas derivadas y que no pertenecen al punto de grilla inmediato de la localidad del predictando.

Los resultados surgidos hasta aquí en cuanto a las variables dinámicas y termodinámicas son obtenidos en base a una muestra de un período limitado de un año. No obstante, su validez es importante con respecto a los posibles mecanismos físicos involucrados con la precipitación, lo cual es utilizado en los siguientes estudios.

	with precipitation		without precipitation			
variable	a) $\bar{x} \pm s$	b) $\bar{x} \pm s$	c) $\bar{x} \pm s$	biserial correlation	t-Student	
T_{850} ($^{\circ}\text{C}$)	10.9 ± 4.9	12.5 ± 4.3	10.2 ± 5.0	0.28	4.05	
$T_{d\ 850}$ ($^{\circ}\text{C}$)	-2.2 ± 11.1	3.5 ± 10.2	-4.5 ± 10.5	0.44	6.47	
$(T-T_d)_{850}$	13.0 ± 10.3	9.0 ± 9.4	14.7 ± 10.2	-0.33	-4.8	
T_{700} ($^{\circ}\text{C}$)	2.9 ± 4.3	3.8 ± 3.6	2.5 ± 4.4	-0.18	2.56	
$T_{d\ 700}$ ($^{\circ}\text{C}$)	-12.7 ± 11.2	-5.2 ± 9.5	-15.8 ± 10.4	0.57	8.88	
$(T-T_d)_{700}$	15.6 ± 11.2	9.0 ± 9.5	18.4 ± 10.7	-0.50	-7.60	
T_{500} ($^{\circ}\text{C}$)	-13.5 ± 3.9	-12.5 ± 3.6	-13.9 ± 4.0	0.21	2.99	
K	6.6 ± 20.0	19.5 ± 17.9	1.2 ± 18.4	0.55	8.46	
$\theta_{ie\ 850}$ ($^{\circ}\text{K}$)	310.1 ± 11.4	317.0 ± 9.9	307.3 ± 9.9	0.51	7.84	
$\theta_{ie\ 700}$ ($^{\circ}\text{K}$)	313.4 ± 8.1	318.8 ± 8.1	311.1 ± 7.0	0.57	8.89	
p_s (mb)	$1013. \pm 6.$	$1011. \pm 6.$	$1014. \pm 6.$	-0.35	-5.02	
$p_{s\ i+1} - p_{s\ i}$	$0. \pm 5.$	$0.2 \pm 6.$	$0. \pm 5.$	0.00	0.32	
$p_{s\ i} - p_{s\ i-1}$	$0. \pm 5.$	$-2. \pm 5.$	$1. \pm 5.$	-0.32	-4.58	
ζ_E (10^{-5}s^{-1})	1.3 ± 3.2	2.5 ± 2.6	0.8 ± 3.3	0.31	4.48	
ζ_{sw} (10^{-5}s^{-1})	-0.1 ± 2.7	-1.3 ± 2.8	0.5 ± 2.5	-0.38	-5.62	

Tabla 2.II. Medias y desviaciones standard de cada variable a) para la muestra total, b) para los casos con precipitación en Ezeiza, c) para los casos sin precipitación, coeficiente de correlación biserial y estadístico *t-Student*.

Una aproximación al pronóstico estadístico

Como un primer intento para el desarrollo de un sistema de pronóstico estadístico (Ruiz y Vargas, 1997), las variables que con más éxito discriminan entre la ocurrencia y no ocurrencia de precipitación en Ezeiza son incorporadas como potenciales predictores usando la técnica de planos o hiperplanos discriminantes, bajo la formulación "*perfect prog*". Tanto el método de Análisis Discriminante Múltiple (Miller, 1962; Wilson, 1987) como la formulación "*perfect prog*" (Glahn, 1982; Klein, 1963; Klein *et al*, 1959) y el método de selección de predictores se discuten en el Capítulo 4.

Para evaluar la eficacia de las variables dinámicas seleccionadas ζ_E y ζ_{sw} para separar lluvia de no lluvia, la función discriminante (Y) obtenida

$$Y = -0.1632 + 0.0733*\zeta_E - 0.1027*\zeta_{sw}$$

se muestra en la Fig. 2.11. La tabla de contingencia (Bromley, 1995) basada en la muestra dependiente (Tabla 2.III a)) tiene un 68 % de pronósticos correctos (Panofsky y Brier, 1965). Como el evento "*si*" ocurre menos frecuentemente en Buenos Aires que el evento "*no*", una medida alternativa de la bondad de ajuste más apropiada es el "*threat score*" (Wilks, 1995) que en este caso tiene un valor de 0.39. Otra medida del ajuste es el índice discriminante de Hanssen-Kuipers (Hanssen y Kuipers, 1965) cuyo valor aquí es de 0.38 (este *score* vale 1 para pronósticos óptimos, y 0 para pronósticos aleatorios o constantes).

Cuando se incluyen predictores relacionados con la humedad y/o la inestabilidad de la masa de aire, los resultados producidos son los siguientes. Con la depresión de punto de rocío en 700 mb como tercer predictor (Tabla 2.III b)),

$$Y = 0.7578 + 0.2557*\zeta_E - 0.0200*\zeta_{SW} - 0.0865*(T-T_d)_{700}$$

el porcentaje de acierto y el "*threat score*" conseguidos son 67 % y 0.38, respectivamente; por lo tanto no se evidencia ninguna mejora (índice discriminante de Hanssen-Kuipers = 0.36). Si se incorpora ya sea el punto de rocío en 700 mb (Tabla 2.III c)),

$$Y = 0.4198 + 0.1478*\zeta_E - 0.0341*\zeta_{SW} + 0.0643*T_{d\ 700}$$

o el índice K (Tabla 2.III d)),

$$Y = -0.2822 + 0.0083*\zeta_E - 0.0436*\zeta_{SW} + 0.0241*K$$

se logra una ligera mejora siendo los porcentajes de acierto 69 % y 71 %, respectivamente, y los "*threat scores*" respectivos, 0.42 y 0.43; los *scores* de Hanssen-Kuipers tienen los mismos valores que los "*threat scores*".

Otras medidas de la *performance* de los pronósticos son los *skill scores* de Brier (Brier y Allen, 1951) que tienen los valores de 37 %, 59 % y 66 % relativos al azar, a la climatología, y a la persistencia, respectivamente, de ocurrencia de precipitación diaria medible en Ezeiza. Por lo tanto, los pronósticos obtenidos con los predictores propuestos exhiben cierta capacidad de acierto la cual es de alguna manera mejorada cuando se agrega una variable de humedad concurrente. Aunque este método objetivo puede ser útil en términos de diagnóstico, en los pronósticos en forma operativa no se obtendrían resultados satisfactorios ya que se necesitarían pronósticos confiables de K, T_d , $(T-T_d)_{700}$ o $\theta_{ie\ 700}$, los cuales no pueden ser previstos con exactitud u objetivamente. Esta es una de las razones por las cuales las ecuaciones de regresión basadas en predictores dinámicos de la tropósfera media, que son pronosticados por los modelos numéricos en forma bastante confiable, pueden resultar de considerable ayuda, al menos para nuestra región.

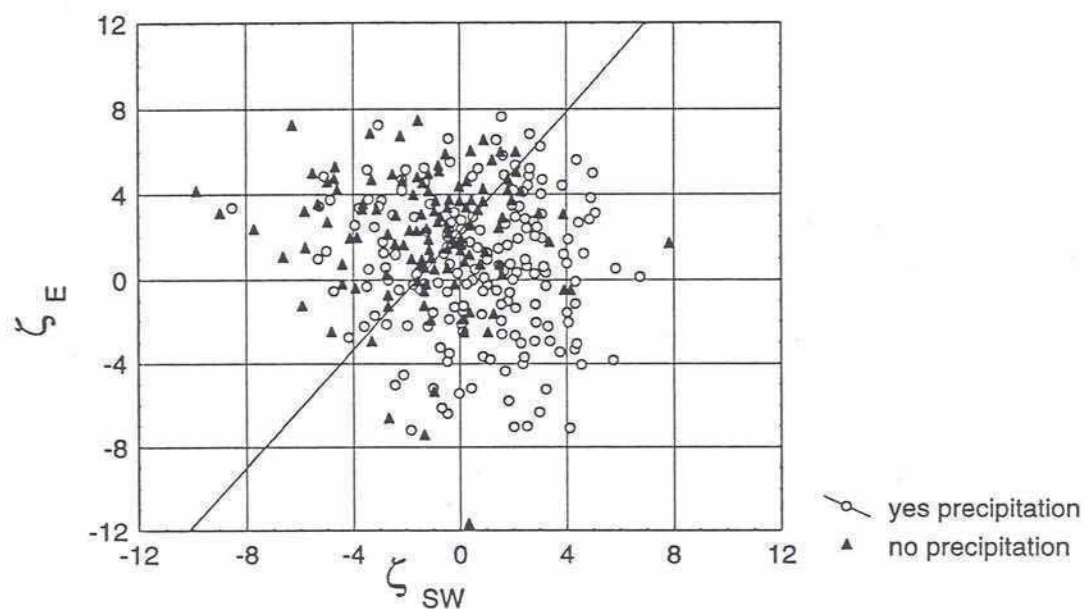


Fig. 2.11. Diagrama de dispersión de la precipitación acumulada en 24 horas en Ezeiza como una función de la vorticidad relativa de 500 mb en dos puntos de grilla seleccionados (ζ_E y ζ_{SW}) como predictores. Los triángulos representan eventos de *sí* precipitación, los círculos, de *no* precipitación, y la línea recta es la función discriminante.

		forecast		
observed	a)	yes	no	
	yes	21%	8%	29%
	no	24%	47%	71%
		45%	55%	100%

		forecast		
observed	b)	yes	no	
	yes	21%	8%	29%
	no	25%	46%	71%
		46%	54%	100%

		forecast		
observed	c)	yes	no	
	yes	22%	7%	29%
	no	24%	47%	71%
		46%	54%	100%

		forecast		
observed	d)	yes	no	
	yes	22%	7%	29%
	no	22%	49%	71%
		44%	56%	100%

Tabla 2.III. Tablas de contingencia para la precipitación observada y pronosticada por los siguientes predictores: a) ζ_E y ζ_{SW} , b) ζ_E , ζ_{SW} y $(T-T_d)_{700}$, c) ζ_E , ζ_{SW} y $T_d 700$, y d) ζ_E , ζ_{SW} y K .

CAPÍTULO 3

VORTICIDAD GEOSTRÓFICA RELATIVA EN 500 MB

Como es sabido, las variables de la tropósfera media, tales como la vorticidad relativa en 500 mb, pueden ser consideradas como indicadores sensitivos del movimiento vertical de escala sinóptica en latitudes medias.

La vorticidad geostrófica relativa en 500 mb es una de las variables dinámicas que presenta mejor asociación con la precipitación local, a la luz de los resultados del Capítulo anterior. De aquí que se examine su climatología básica y se la utilice como predictor potencial de la precipitación en lo que sigue.

La muestra de análisis objetivos de 500 mb del SMN se extiende al período total disponible, julio 1983 a julio 1987 (salvo especificación). La muestra total se estratifica arbitrariamente en dos períodos: época fría (de mayo a octubre, con 753 datos) y época cálida (de noviembre a abril, con 603 datos).

Dependencia espacial

En primera instancia, es de interés conocer el área de influencia del valor de la vorticidad relativa en cada punto de grilla. Para esto se calcula la matriz de correlación punto a punto de los campos de vorticidad (Tabla 3.1) para una subgrilla como la que se muestra en la Fig. 3.1. Los coeficientes de correlación en valor absoluto mayores que 0.07 son estadísticamente significativos al 99 % de nivel de confianza. Los puntos de grilla alrededor del punto de referencia están altamente correlacionados (un paso de grilla es alrededor de 250 km). Los coeficientes de correlación decrecen rápidamente y se tornan despreciables más allá de dos pasos de grilla. Esto se puede visualizar en la Fig. 3.1, donde a modo de ejemplo se elige como referencia al punto de grilla más cercano a Buenos Aires (34.3°S, 57°W).

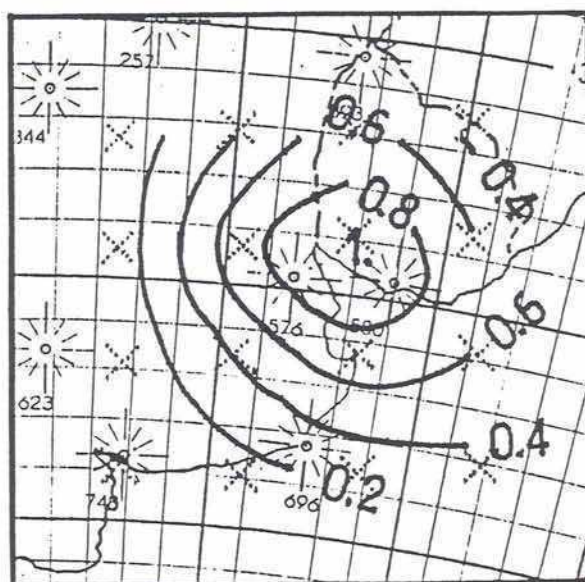
Dado que los sistemas sinópticos en latitudes medias se mueven con una componente hacia el este, surge la necesidad de examinar las asociaciones en puntos de grilla hacia el oeste. Esto se muestra en la Fig. 3.2 donde la subgrilla se ha extendido en la dirección oeste-sudoeste. Los coeficientes de correlación pierden significancia o, a lo sumo, son levemente negativos en el lado occidental de la grilla.

En consecuencia, se puede decir que la información de vorticidad relativa contenida en un punto de grilla está restringida a una región de alrededor de dos pasos de grilla o menos alrededor del punto examinado.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	1	.70	.34	.09	.65	.34	.09	.01	.24	.16	-.03	-.08	.09	.08	-.04	-.10
2		1	.79	.36	.56	.58	.43	.26	.20	.15	.04	.06	.02	-.02	-.10	-.07
3			1	.72	.22	.43	.64	.65	.01	-.01	.14	.37	-.08	-.11	-.06	.11
4				1	-.05	.04	.36	.82	-.17	-.21	.02	.46	-.17	-.18	-.07	.19
5					1	.59	.13	-.11	.75	.56	.15	-.10	.32	.36	.17	-.05
6						1	.73	.14	.43	.73	.57	.17	.15	.29	.24	.07
7							1	.62	.07	.42	.71	.59	.02	.13	.27	.33
8								1	-.15	-.03	.40	.82	-.07	.00	.31	.47
9									1	.69	.27	-.01	.71	.68	.41	.10
10										1	.73	.22	.48	.77	.67	.29
11											1	.70	.26	.59	.77	.62
12												1	.12	.31	.61	.82
13													1	.77	.47	.24
14														1	.84	.49
15															1	.80
16																1

Tabla 3.1. Matriz de correlación entre vorticidades relativas de 500 mb en los nodos de una subgrilla de 4x4.

Fig. 3.1. Coeficientes de correlación lineal entre la vorticidad relativa de 500 mb en el punto de grilla más cercano a Buenos Aires y los puntos de los alrededores.



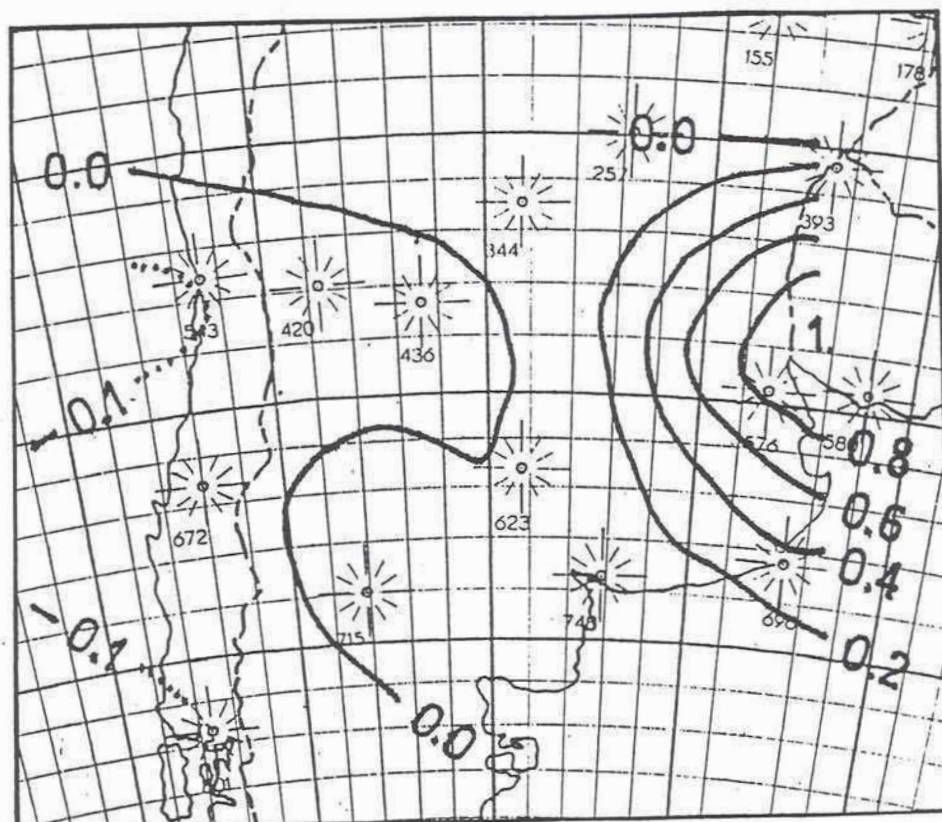


Fig. 3.2. Lo mismo que en la Fig. 3.1, pero para una grilla más grande que se extiende hacia el oeste.

Climatología básica

La descripción de algunas características meteorológicas y climatológicas concernientes a la circulación en Sudamérica se pueden encontrar en van Loon *et al* (1972) y Schwerdtfeger (1976). Más recientemente, Trenberth (1979, 1981, 1982 y 1991) ha llevado a cabo trabajos relacionados con diferentes aspectos de la circulación y de *storm tracks* en el hemisferio sur. La mayoría de estos estudios están principalmente basados en análisis hemisféricos.

Aquí se estudia la climatología básica de la vorticidad relativa en 500 mb, basada en los análisis regionales del SMN, a través del análisis de sus momentos estadísticos y de sus distribuciones de frecuencias (Ruiz y Vargas, 1996). Cabe señalar que estos análisis regionales conforman la información de campos de altura del cono sur de América del Sur más realística (cercana a la realidad) disponible.

El campo medio de vorticidad relativa en 500 mb calculado para el período frío (mayo a octubre) se muestra en la Fig. 3.3. Las unidades vienen dadas en $10^{-5}s^{-1}$. Sobre la Patagonia se observa vorticidad media ciclónica que se extiende hacia el sudeste sobre el océano Atlántico. Esto puede estar relacionado con las bajas migratorias en superficie que vienen del océano Pacífico y se debilitan al entrar al continente, pero mantienen máximos de vorticidad ciclónica en las vaguadas de 500 mb por lo que a veces se desarrollan nuevamente sobre el océano Atlántico, como también es observado por otros autores (Rivero y Bischoff, 1971; Taljaard, 1972; Yasunari, 1977; Necco, 1982b). Al norte de $38^{\circ}S$ se observa circulación anticiclónica, con la excepción del centro ciclónico sobre el Río de La Plata ($35^{\circ}S$, $57^{\circ}W$). Sobre el sudoeste del continente aparece otra región anticiclónica ($55^{\circ}S$, $75^{\circ}W$).

Durante el período cálido (noviembre a abril), la circulación media ciclónica es evidente al sur de $55^{\circ}S$, como se ilustra en la Fig. 3.4. Al norte de esta latitud predomina la circulación anticiclónica, aunque la vorticidad media es prácticamente

nula sobre el norte de la Patagonia. La vorticidad anticiclónica parece ser más intensa que en invierno al norte de 35°S sobre el oeste y norte de Argentina. Esto probablemente es un reflejo del Anticiclón Boliviano de verano en la tropósfera superior y su patrón de circulación de gran escala inducido por la influencia térmica del Altiplano y por los procesos de precipitación, como se explica en Kreuels *et al* (1975). El centro ciclónico sobre el Río de la Plata también aparece. Este centro negativo está posiblemente asociado con un área ciclogénica (principalmente en invierno) ubicada sobre el Litoral, en el límite entre Argentina y Uruguay cerca de 35°S y en el mar adyacente, como también mencionan otros autores (Newton, 1972; Streten y Troup, 1973; Yasunari, 1977; Carleton, 1979; Necco, 1982a; Necco, 1982b). Usando los análisis del NMC para el año FGGE, Necco (1982b) muestra que existen vórtices en superficie moderados o intensos que tienen sus orígenes sobre esta región y luego continúan con una trayectoria hacia el sudeste sobre el océano Atlántico.

Los cambios estacionales son pequeños, como también se menciona en Trenberth (1982).

Las distribuciones de frecuencias de la vorticidad relativa en 500 mb en diferentes puntos, para una muestra de un año de datos, se presenta en la Fig. 3.5. Las medias, desviaciones standard, asimetrías y kurtosis (Panofsky y Brier, 1965) están dadas en la Tabla 3.II. En general, las desviaciones standard cubren el rango desde alrededor de $2 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$ para las latitudes más bajas aumentando hasta alrededor de $5 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$ para las latitudes más altas, lo que muestra la gran variabilidad presente en latitudes medias lo cual es proporcional a la actividad de las perturbaciones transientes. Estos valores son algo mayores que los hallados por Trenberth (1991) cuando utiliza datos del ECMWF filtrados que retienen las fluctuaciones con período entre 2 y 8 días, y que son presentados como promedios zonales. Las asimetrías (cuyo valor es cero para distribuciones normales) son negativas para todas las latitudes. Esto indica que los sistemas ciclónicos son más intensos que los anticiclónicos, lo que es consistente con la condición dinámica que restringe la intensidad de la vorticidad relativa anticiclónica a través del parámetro de Coriolis. La kurtosis (cuyo valor es 3 para distribuciones normales) muestra un cambio progresivo desde distribuciones leptocúrticas (>3) a platicúrticas (<3) con el aumento de latitud.

En los trópicos la vorticidad relativa media en 500 mb es levemente negativa (ciclónica, $-0.42 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$) a sotavento de la cordillera de los Andes en el noroeste de Argentina alrededor de 65°W , y levemente positiva (anticiclónica, $0.54 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$) alrededor de 55°S en el noreste del país y sur de Brasil. Las varianzas y asimetrías son bajas, dado que usualmente los sistemas ciclónicos intensos no alcanzan estas latitudes, y, en términos de kurtosis, las distribuciones son leptocúrticas (>3), aunque casi gaussianas.

En las latitudes subtropicales, la vorticidad relativa media en 500 mb es positiva y mayor que $1.0 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$, particularmente en la zona de Santiago de Chile a barlovento de los Andes. Las asimetrías negativas aumentan, con máximos en esta región. Las distribuciones son marcadamente leptocúrticas, lo que muestra la gran persistencia de sistemas con valores de vorticidad débil que afectan esta región (levemente anticiclónica para Santiago de Chile y Entre Ríos (32°S), y levemente ciclónica para Buenos Aires).

Alrededor de los 40°S , la vorticidad relativa media es todavía anticiclónica sobre el océano Atlántico con kurtosis aproximadamente normal. Sobre el continente en el norte de la Patagonia, la media es algo negativa puesto que evidencia la parte norte de la vaguada climatológica que existe al este de la cordillera. No obstante, la distribución de frecuencias todavía mantiene las características subtropicales.

Entre las latitudes medias y las subpolares, la vorticidad relativa media en 500 mb es negativa (menor que $-1 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$) y presenta alta variabilidad (el doble que en latitudes más bajas), ya que las perturbaciones sinópticas de latitudes medias se mueven con gran velocidad e intensidad. Aunque las asimetrías tienen valor negativo, las distribuciones son bastante simétricas dado que en estas latitudes los vórtices ciclónicos y anticiclónicos se desarrollan con similar intensidad. Las distribuciones de frecuencia son platicúrticas, como se puede observar claramente en los histogramas que aparecen "achatados" (Fig. 3.5).

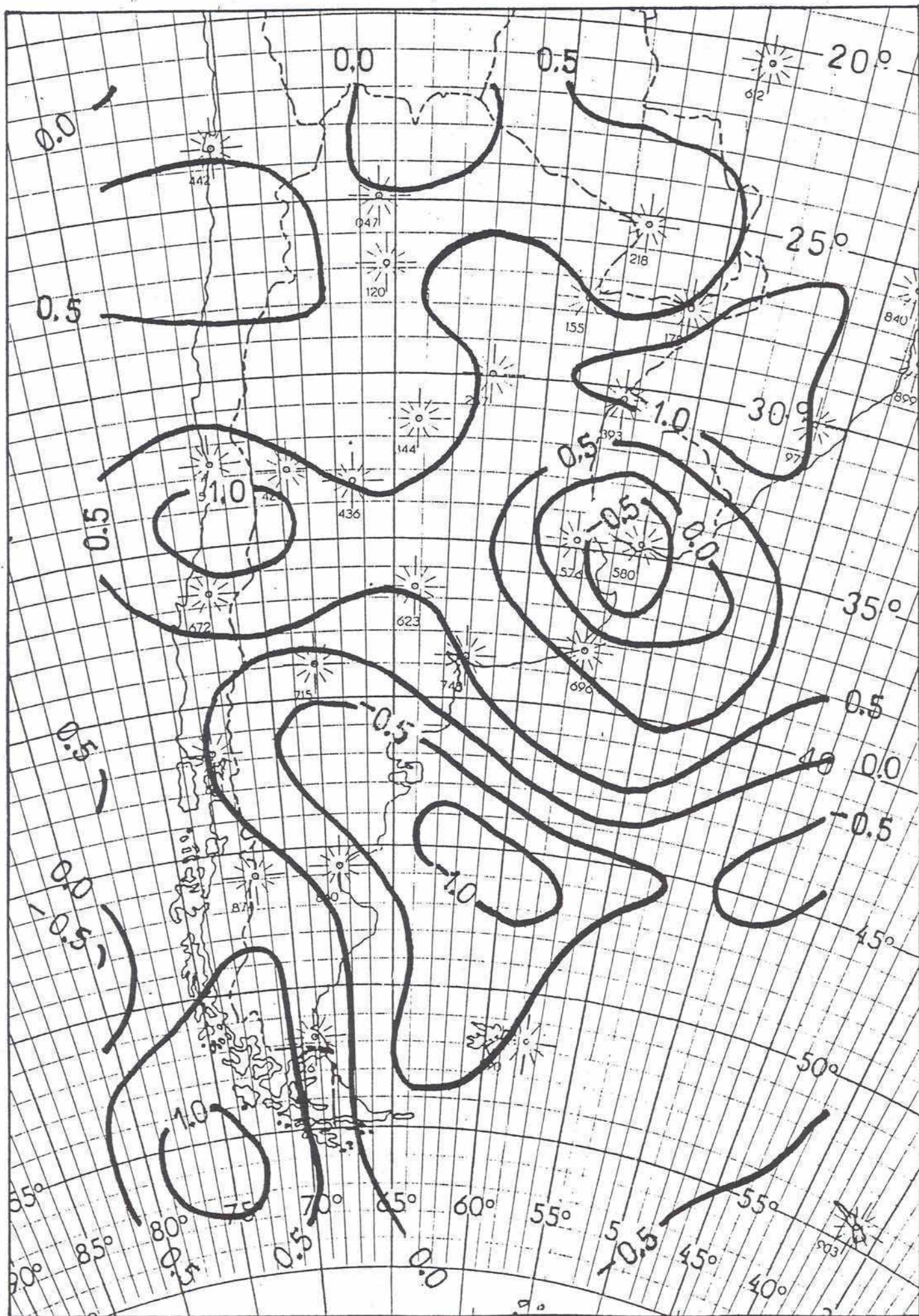


Fig. 3.3. Campo medio de vorticidad relativa en 500 mb ($10^{-5}s^{-1}$) para el período frío (mayo a octubre).

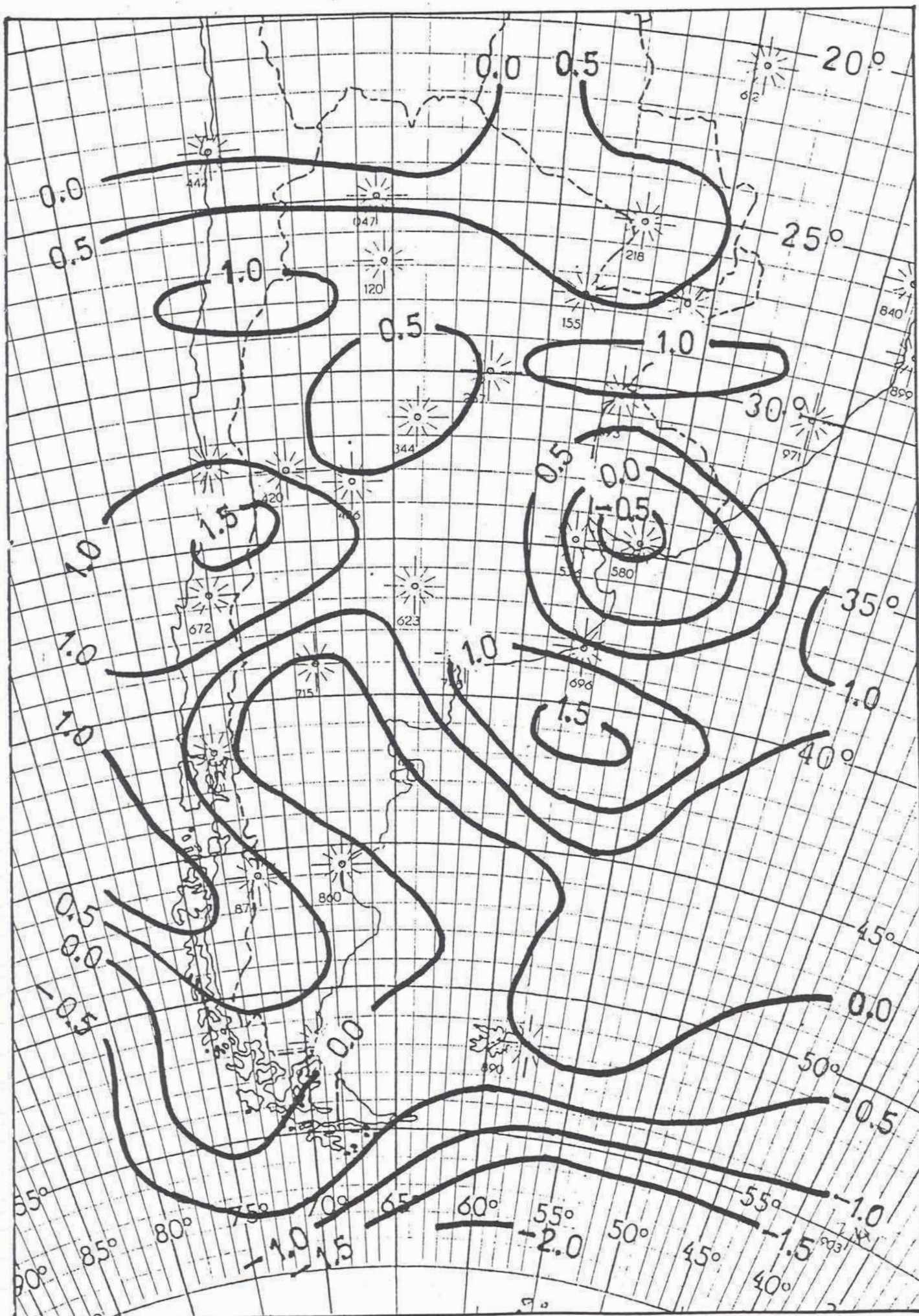


Fig. 3.4. Campo medio de vorticidad relativa en 500 mb (10^{-5} s^{-1}) para el período cálido (noviembre a abril).

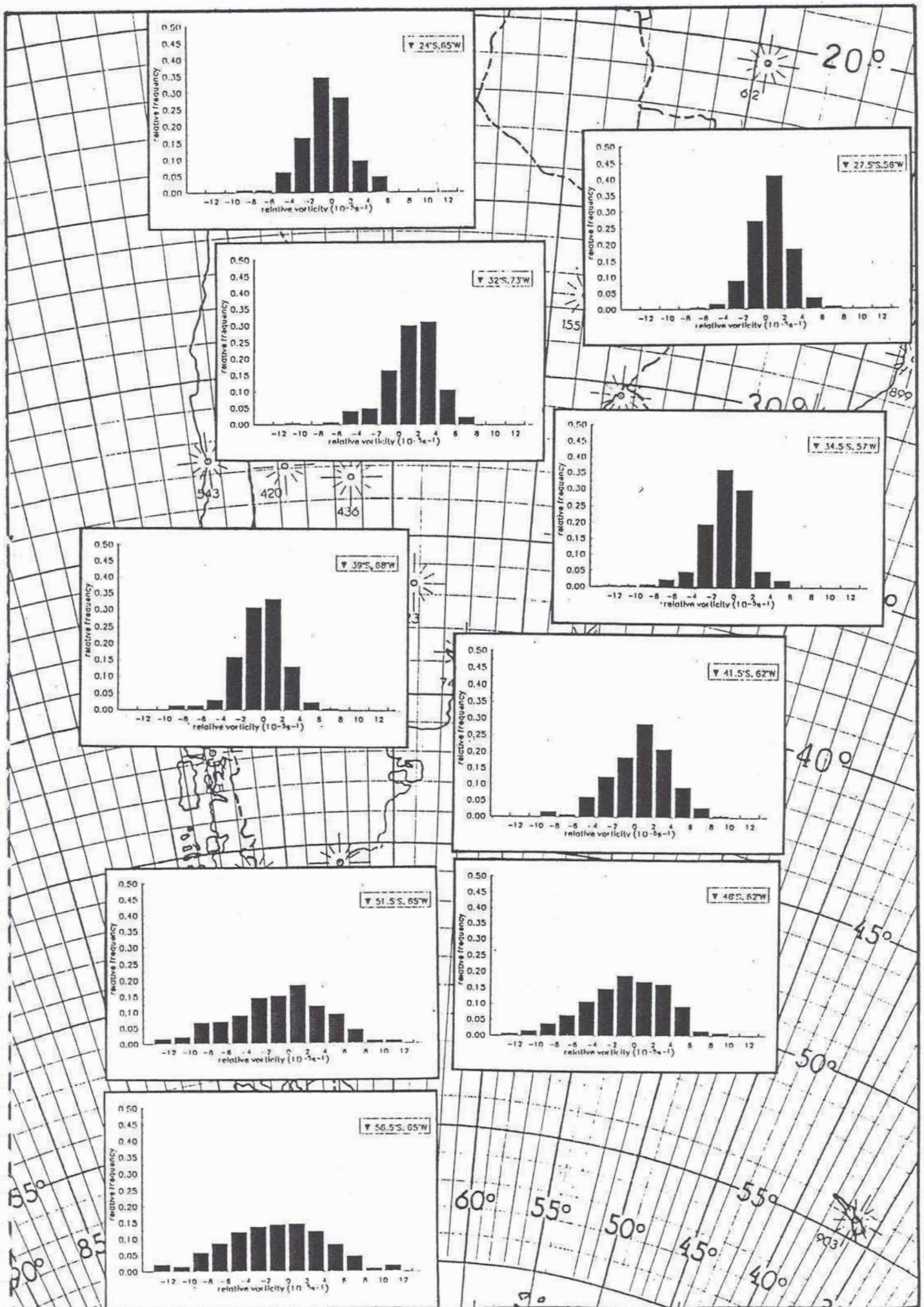


Fig. 3.5. Distribución de frecuencias relativas de la vorticidad relativa de 500 mb en puntos seleccionados de la parte sur de Sudamérica.

Position	Mean (10-5s-1)	St.dev. (10-5s-1)	Skew	Kurt.
24°S ,65°W	-0.42	2.43	-0.10	3.57
27.5°S,56°W	0.54	2.07	-0.17	3.72
32°S ,73°W	1.34	2.59	-0.79	4.22
32.5°S,60°W	1.09	2.18	-0.57	4.03
34.5°S,57°W	-0.87	2.43	-0.92	6.32
39°S ,68°W	-0.21	2.39	-0.64	4.27
41.5°S,62°W	0.53	3.12	-0.38	3.28
46°S ,62°W	-0.91	4.19	-0.38	3.00
51.5°S,65°W	-1.01	4.81	-0.22	2.66
56.5°S,65°W	-1.20	5.02	-0.11	2.77

Tabla 3.II. Media, desviación standard, asimetría y kurtosis de las distribuciones de la vorticidad relativa de 500 mb en puntos seleccionados de la parte sur de Sudamérica.

Características asociadas con la precipitación en Buenos Aires

Distribuciones de frecuencia según la ocurrencia de precipitación

Teniendo en cuenta que la vorticidad relativa puede ser considerada como un predictor potencial de la lluvia, se analizan las distribuciones de frecuencias de esta variable en el caso en que ocurre precipitación en Buenos Aires y en el caso contrario. Las series de vorticidad inspeccionadas son aquellas en los puntos de grilla que han demostrado poseer alguna relación con la precipitación, como se ha visto en el Capítulo 2 y como se confirma más adelante usando los análisis objetivos de todos los años disponibles. Se considera ocurrencia del evento si la precipitación en Ezeiza es ≥ 0.1 mm, y no ocurrencia en el caso opuesto. Las distribuciones de frecuencias de la vorticidad relativa en 500 mb en los puntos de grilla 39°S, 71°W (oeste de Neuquén), 33.5°S, 52°W (este de Uruguay), y 34.5°S, 57°W (Buenos Aires) se muestran en las Figs. 3.6a, b, y c, respectivamente, para ocurrencia y no ocurrencia de precipitación. La separación entre las medias (*sí/no* precipitación) es el índice de detección de la señal fundamental de discriminación, por lo tanto su diferencia es controlada con el estadístico *t-Student* para ver si las medias son estadísticamente distintas ($t_{critico} = 2.58$, al 99 % de nivel de confianza). Los valores obtenidos son: $t = -5.65$ para la Fig. 3.6a (la distribución de “*sí*” está a la izquierda de la de “*no*”), $t = 5.10$ para la Fig. 3.6b (la distribución de “*sí*” está a la derecha de la de “*no*”), y $t = 0.01$ para la Fig. 3.6c (ambas distribuciones están completamente superpuestas). Obviamente, esto concuerda con los conceptos de la teoría del desarrollo (Petterssen, 1956) en el sentido de que son las advecciones de vorticidad en la tropósfera media las responsables en alguna medida del movimiento vertical de escala sinóptica y eventualmente de la precipitación, y no la vorticidad en sí.

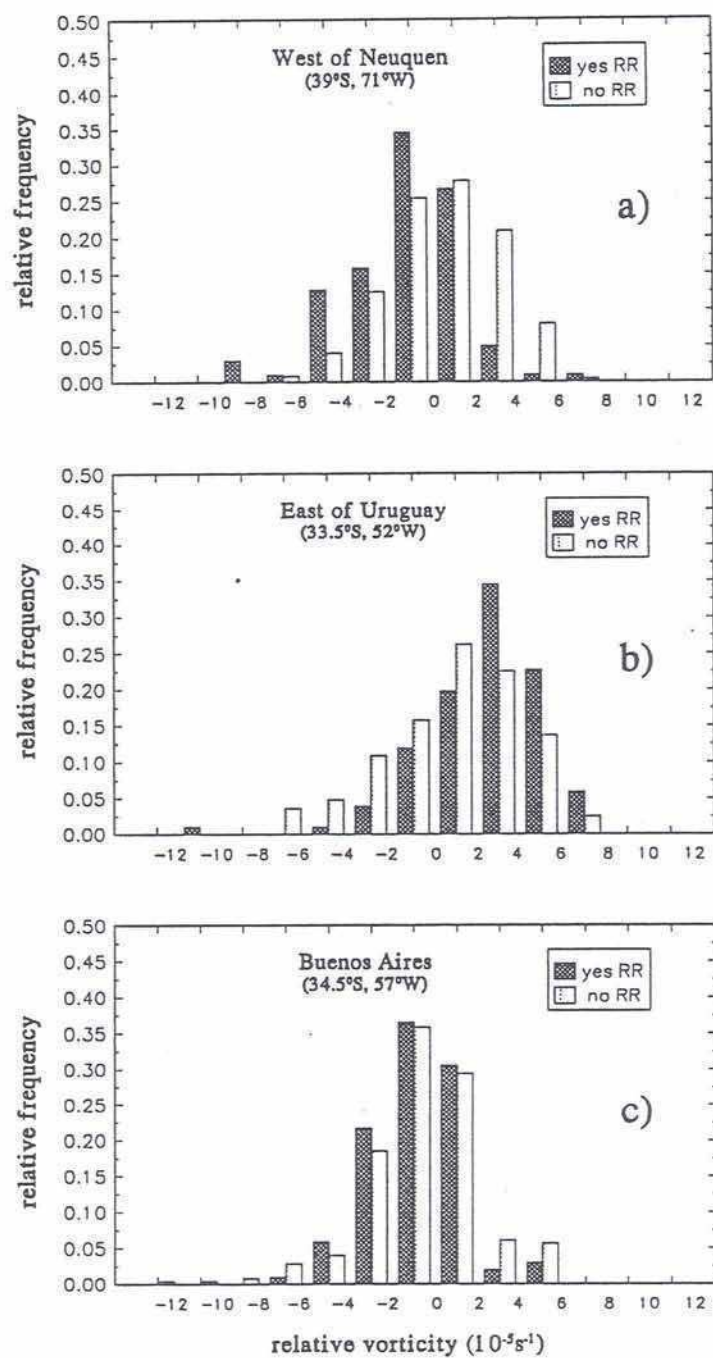


Fig. 3.6. Distribución de frecuencias relativas de la vorticidad relativa de 500 mb en a) oeste de Neuquén (39°S, 71°W), b) este de Uruguay (33.5°S, 52°W), y c) Buenos Aires (34.5°S, 57°W) para ocurrencia y no ocurrencia de precipitación en Ezeiza (34°50'S, 58°32'W).

En consecuencia, las distribuciones de frecuencias de la vorticidad relativa en 500 mb bajo la condición de ocurrencia o no ocurrencia de precipitación en Ezeiza son estadísticamente diferentes en los puntos de grilla donde la correlación parece ser más alta y, además, la diferencia entre las distribuciones de frecuencias en el punto de grilla más cercano a Buenos Aires es particularmente no significativa.

Relación entre vorticidad relativa e intensidad de precipitación

Para evaluar si la cantidad de precipitación en Ezeiza es discriminada por la intensidad de la vorticidad en 500 mb se calculan las distribuciones de frecuencias absolutas conjuntas entre estas variables, que se muestran en las Tablas 3.III a, b y c para el oeste de Neuquén, este de Uruguay y Buenos Aires, respectivamente. Se puede observar que existe un predominio para que las precipitaciones moderadas a intensas sean producidas con vorticidad relativa ciclónica sobre Neuquén, y casi exclusivamente con vorticidad relativa anticiclónica en el este de Uruguay. Sobre Buenos Aires no parece detectarse ningún sesgo, sólo un poco anticiclónico.

>60								
40-60			1	2	1			1
20-40	2	1	3	5	1	1		
0.1-20	2	12	12	28	25	4	1	
precipitation (mm)								
rel. vorticity (10^{-5}s^{-1})	<-6	-6;-4	-4;-2	-2; 0	0; 2	2; 4	4; 6	>6

a)

>60								
40-60					1	2	1	1
20-40				2	1	8	2	
0.1-20	1	1	4	10	18	25	20	5
precipitation (mm)								
rel. vorticity (10^{-5}s^{-1})	<-6	-6;-4	-4;-2	-2; 0	0; 2	2; 4	4; 6	>6

b)

>60								
40-60				1		4		
20-40			3	4	5		1	
0.1-20	1	6	18	33	22	2	2	
precipitation (mm)								
rel. vorticity (10^{-5}s^{-1})	<-6	-6;-4	-4;-2	-2; 0	0; 2	2; 4	4; 6	>6

c)

Tabla 3.III. Distribuciones conjuntas entre la intensidad de la vorticidad relativa de 500 mb (10^{-5}s^{-1}) y la cantidad de precipitación para a) oeste de Neuquén (39°S, 71°W), b) este de Uruguay (33.5°S, 52°W), y c) Buenos Aires (34.5°S, 57°W).

Campos de correlación biserial

El análisis de la climatología sinóptica de la precipitación diaria a través de la confección de campos de correlación biserial entre este elemento y la vorticidad relativa en 500 mb se aplica a los dos períodos en que se estratifica la muestra total: época fría (de mayo a octubre) y época cálida (de noviembre a abril). Si se asume que las muestras son extraídas de una población normalmente distribuida, al aplicar el *test t-Student* para evaluar la significancia estadística de los coeficientes de correlación biserial se observa que los mayores en módulo a 0.17 y 0.15 son significativamente distintos de cero a los niveles de confianza del 99 % y 95 %, respectivamente.

El criterio que se adopta para designar a un día con lluvia es si la misma supera o no un dado valor crítico, independientemente de qué tipo de proceso (frontal o de masa de aire) esté provocando la precipitación. Por otro lado, dado que la precipitación se considera como una variable dicotómica, ocurrencia o no ocurrencia del evento dado un valor umbral o límite, se elige este valor límite igual a 0.1 mm en un caso, y 10 mm en otro. De esta forma se intentan investigar también los patrones o configuraciones de vorticidad que tienen lugar cuando la cantidad de precipitación diaria supera los 10 mm.

Para conseguir una serie de precipitación diaria espacialmente más homogénea se utilizan los datos de tres estaciones de Buenos Aires y alrededores, Ezeiza, Aeroparque y Observatorio Central Buenos Aires. Como se muestra en el Capítulo 2, emplear la serie de precipitación de Ezeiza o el promedio entre las tres estaciones del área de Buenos Aires ofrece similares resultados, por lo que en esta parte se trabaja con la segunda opción.

Los campos de correlación biserial se pueden considerar análogos a los campos compuestos, y también, como es el caso aquí, análogos a las campos de anomalías de vorticidad asociados con la precipitación local. Además, estos coeficientes de correlación tienen en cuenta las probabilidades climatológicas de cada

grupo o categoría como factores de peso. Los mapas compuestos de vorticidad relativa en 500 mb para días secos y para días lluviosos no se muestran ya que las configuraciones de los campos de correlación biserial suman las anomalías existentes.

El campo de correlación biserial durante el período frío ($p = 0.29$, $q = 0.71$) se muestra en la Fig. 3.7. Se observan claramente dos regiones con coeficientes significativos de la misma magnitud, pero con signos inversos. Uno de ellos, centrado entre 35°S y 40°S sobre los Andes, indica que la vorticidad ciclónica anómala que afecta esta zona está asociada con precipitación en Buenos Aires en las próximas 24 horas. El otro centro muestra que circulación anticiclónica anómala en el sur de Brasil y este de Buenos Aires sobre el océano Atlántico hasta una latitud de 40°S ocurre también en conexión con la lluvia. Esto señala la posición preferencial de las vaguadas y cuñas que producen precipitación sobre Buenos Aires. Se puede observar que no solamente una perturbación en la tropósfera media o una baja en niveles superiores es necesaria para favorecer la lluvia, sino además un sistema o perturbación de alta presión que se desplaza, como también es sugerido por Trenberth (1991). La distancia entre estos dos centros es de alrededor de 2000 km lo que manifiesta la longitud de onda de escala sinóptica relacionada a la precipitación y la propagación prácticamente hacia la dirección este. La posición de las anomalías de baroclinicidad asociadas con el mal tiempo se evidencia a través del gradiente oeste-este en las isolíneas de correlación alrededor de Buenos Aires. Una característica interesante es el gradiente de vorticidad anómala al norte del centro negativo sobre los Andes relacionado con una cortante de viento anticiclónica hacia el ecuador y ciclónica hacia el polo.

El esquema de anomalías de vorticidad con signos opuestos acompaña al tiempo seco.

Durante el período cálido ($p = 0.31$, $q = 0.69$), Fig. 3.8, los centros de anomalías de vorticidad ciclónica y anticiclónica asociados con la precipitación se desplazan levemente hacia el sur. El núcleo positivo al este de Buenos Aires sobre el Atlántico es menos intenso, puesto que la entrada de humedad desde latitudes más

bajas no es un factor tan importante como en invierno dado que en los meses estivales la humedad está climatológicamente presente. La circulación anticiclónica en el norte de Chile se refuerza. En el sur del continente se insinúan coeficientes positivos. Como se desprende de estas figuras, las configuraciones de las anomalías de vorticidad asociadas con precipitación en Buenos Aires son marcadamente persistentes a través de todo el año. En ambos períodos la isolínea de correlación cero pasa sobre Buenos Aires, lo cual es consistente con los resultados obtenidos en términos de distribuciones de frecuencias de la vorticidad relativa para ocurrencia y no ocurrencia de lluvia en Buenos Aires (Fig. 3.6c) donde estas curvas no pueden ser diferenciadas.

Esta clasificación de la circulación en la tropósfera media representada por la vorticidad no permite identificar estrictamente si el proceso lluvioso es de tipo frontal o no, dado que no se hace una separación previa de casos en clases de lluvia. No obstante, se puede decir que para que la ocurrencia de precipitación se halle favorecida se observa que intervienen dos masas de aire con características opuestas, ciclónicas y anticiclónicas, al oeste y este de Buenos Aires, respectivamente. Esto concuerda, de alguna manera, con los resultados de Wölcken (1954) según los cuales el 89 % del total de la precipitación en Buenos Aires proviene de procesos frontales en el semestre invernal, y el 92 % en el semestre estival.

Para poder examinar la interrelación entre la circulación y mayores cantidades de precipitaciones, se efectúa un análisis similar considerando ocurrencia del evento cuando el promedio de precipitación es ≥ 10 mm. Para el período frío ($p = 0.08$, $q = 0.92$), el patrón de anomalías de vorticidad (no se muestra) es bastante parecido al de la Fig. 3.7, excepto que la región de vorticidad ciclónica aparece parcialmente en el oeste de la cordillera de los Andes y con menor intensidad, mientras que el centro anticiclónico positivo sobre el Atlántico aún persiste. Esto significa que la advección de aire cálido y húmedo hacia el sur es algo más influyente que las perturbaciones en 500 mb cuando se trata de precipitaciones moderadas a intensas, al menos en invierno.

Para el período cálido ($p = 0.11$, $q = 0.89$), todas las anomalías de vorticidad aparecen bien marcadas (Fig. 3.9). Es interesante notar el gradiente en el campo de correlación localizado entre 28°S y alrededor de 33°S sobre Chile. Este gradiente de vorticidad anómala está relacionado con la precipitación en Buenos Aires e implica la presencia de una anomalía intensa en la cortante de viento en esa latitud, probablemente proveniente de oestes anómalamente fuertes conectados con la corriente en chorro. En ambos períodos la línea de correlación cero pasa alrededor de 400 km al oeste de Buenos Aires, lo que refleja la presencia de circulación levemente anticiclónica en la tropósfera media sobre Buenos Aires, quizás con la persistencia de varios días previos a la precipitación moderada a intensa, como la evidencia empírico-sinóptica indica.

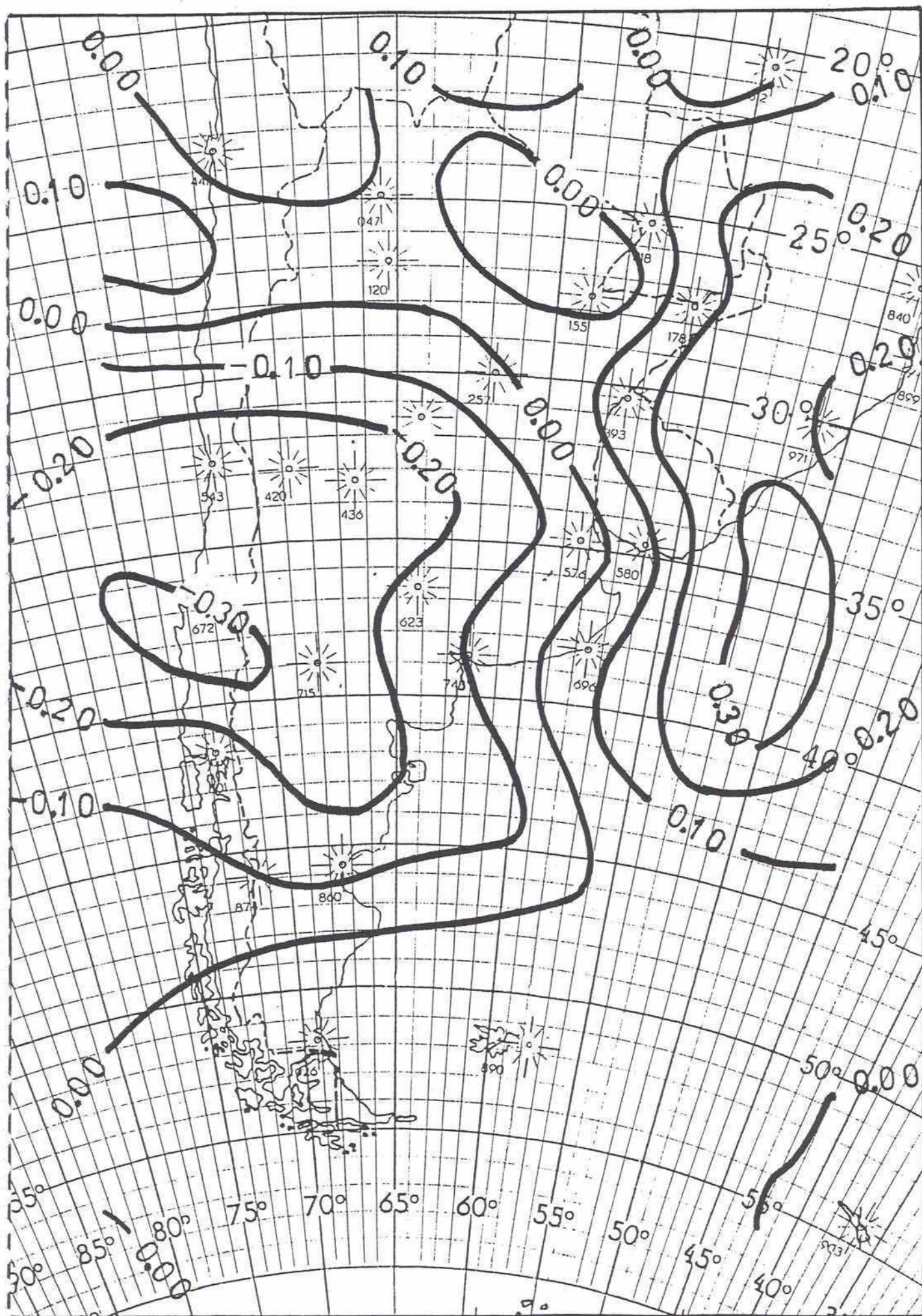


Fig. 3.7 Campo de correlación biserial entre la vorticidad relativa en 500 mb y la precipitación ≥ 0.1 mm en Buenos Aires, durante el período frío (mayo a octubre).

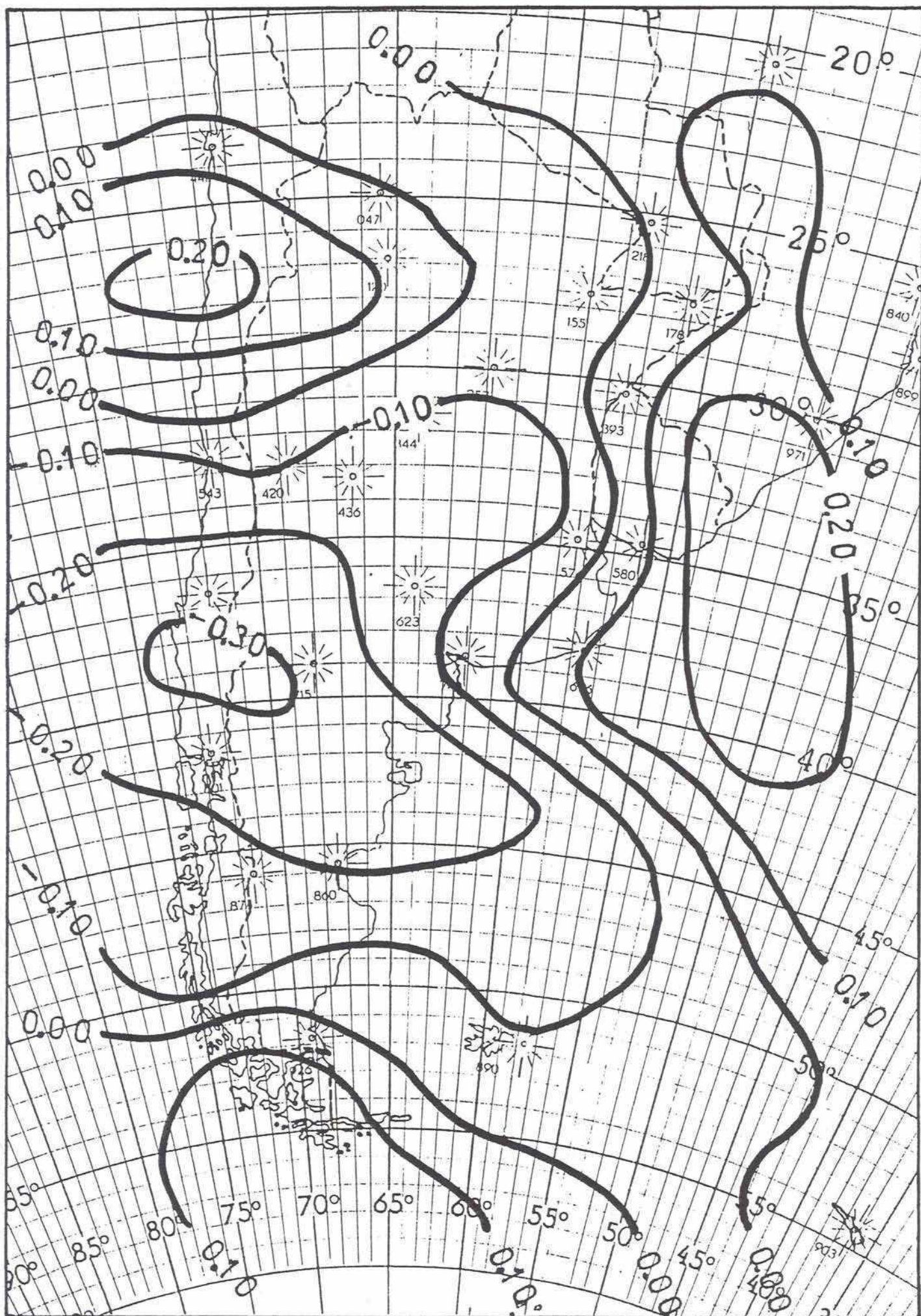


Fig. 3.8. Idem Fig. 3.7, durante el período cálido (noviembre a abril).

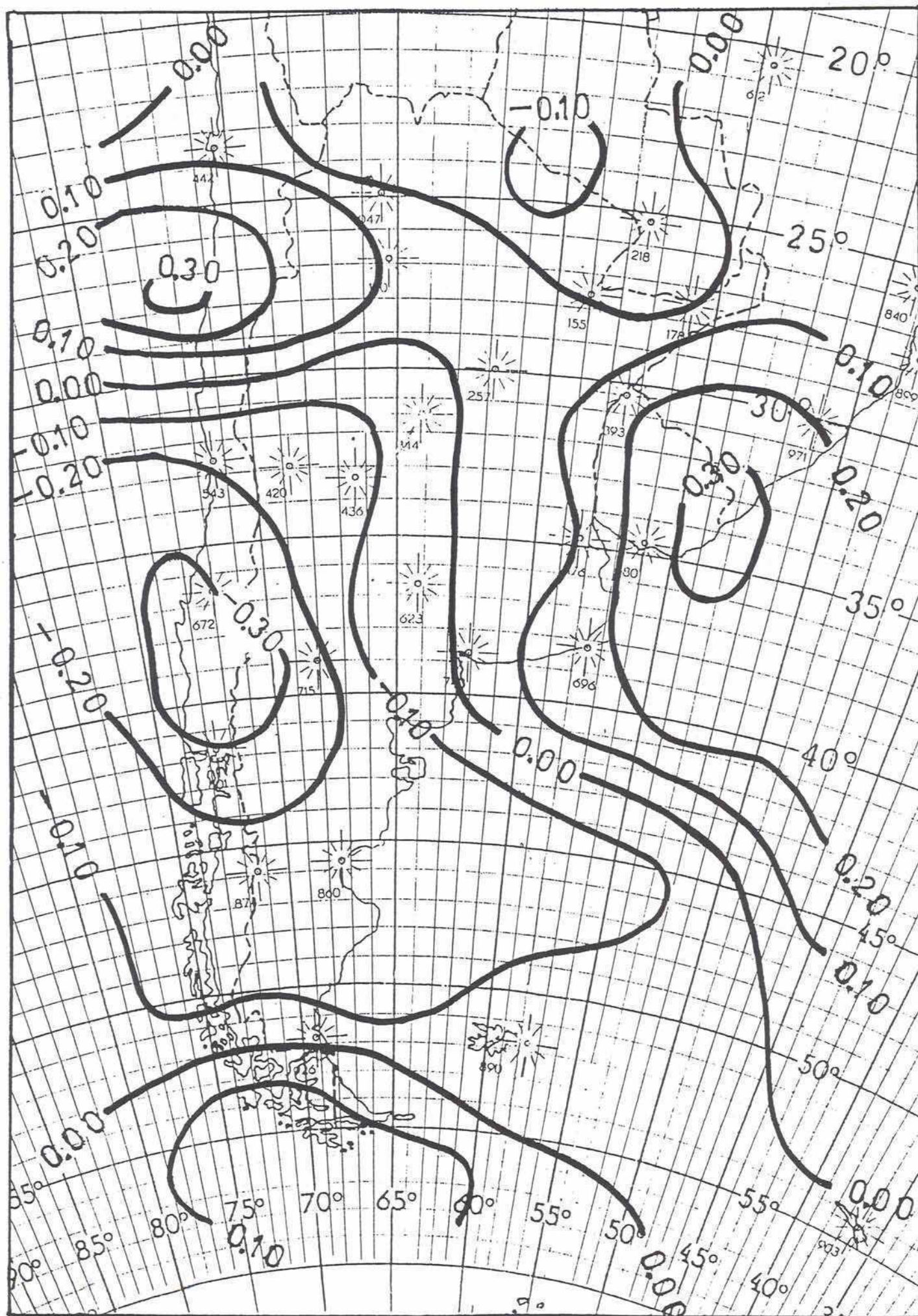


Fig. 3.9. Campo de correlación biserial entre la vorticidad relativa en 500 mb y la precipitación ≥ 10 mm en Buenos Aires, durante el período cálido (noviembre a abril).

Relación entre vorticidad relativa y precipitación en distintas localidades del territorio argentino

El análisis climático sinóptico de la vorticidad relativa en 500 mb, como representante de la circulación de escala sinóptica, en relación a la precipitación local se extiende a las siguientes estaciones: Salta, Resistencia, Córdoba, Paraná, Santa Rosa, Azul, Neuquén, Bahía Blanca, Bariloche y Comodoro Rivadavia. Estas estaciones son elegidas, en principio, para que representen distintas regiones del país: noroeste, noreste, centro, litoral, pampa húmeda, pampa seca, costa y Patagonia zona cordillerana y costera.

Las frecuencias de ocurrencia de precipitación diaria (p) para cada estación y época del año, que representan la probabilidad de precipitación dada por la climatología, son las siguientes, según se considere precipitación ≥ 0.1 mm ó ≥ 10 mm:

<u>estación</u>	<u>época fría</u>		<u>época cálida</u>	
precipitación:	≥ 0.1 mm	≥ 10 mm	≥ 0.1 mm	≥ 10 mm
Salta	14%	1%	46%	12%
Resistencia	27%	9%	35%	16%
Córdoba	15%	3%	35%	11%
Paraná	22%	7%	29%	14%
Santa Rosa	19%	4%	27%	10%

Azul	24%	7%	27%	11%
Neuquén	18%	1%	15%	2%
Bahía Blanca	23%	5%	27%	5%
Bariloche	39%	10%	18%	2%
Comodoro Rivadavia	20%	2%	15%	1%
Buenos Aires	27%	8%	30%	11%
(promedio de tres estaciones)				

En las Figs. 3.10 a 3.19 se presentan los campos de correlación biserial en relación a la precipitación de cada estación citada previamente, para la época fría y ocurrencia de precipitación cuando es ≥ 0.1 mm, a), y ≥ 10 mm, b), y lo mismo para la época cálida, c) y d), respectivamente. En general, estos campos representan los rasgos principales de una clasificación climático-sinóptica de la precipitación en localidades argentinas basada en análisis objetivos de la vorticidad relativa en 500 mb. Los patrones resultantes son consistentes con la ocurrencia de lluvia en cada zona de acuerdo a la experiencia sinóptica.

Para la ocurrencia de precipitación en Salta (Fig. 3.10) durante el período frío del año, se observa claramente que aparece una zona con altos coeficientes biserials positivos al sur de 40°S sobre la cordillera y sur de la Patagonia (a) lo que señala la presencia de vorticidad anticiclónica asociada a una cuña en altura a esa latitud. Sobre el centro del país y en dirección noroeste-sudeste existen indicios de anomalías de vorticidad ciclónica. Es interesante notar que entre estas dos zonas existe un gradiente marcado en las isolíneas de correlación lo que indica la presencia de vientos anómalos del sudeste sobre la parte norte de la Patagonia, con lo cual aparece interrumpido el régimen de los oestes en relación a la precipitación en el noroeste del país. Sobre Salta se observan coeficientes positivos, pero no significativos. Para el caso de ocurrencia de precipitaciones mayores (b), la zona de vorticidad ciclónica está más marcada y algo desplazada hacia el sudeste, mientras que aparece un

importante núcleo de vorticidad ciclónica cercano a Salta hacia el oeste-noroeste. Durante la época cálida (c), cuando Salta recibe la mayor parte de su precipitación, continúan observándose anomalías de vorticidad anticiclónica aproximadamente sobre Puerto Montt. En el resto, no aparecen manifestaciones significativas en 500 mb dada la naturaleza de precipitación de verano en Salta. No obstante, para precipitaciones ≥ 10 mm (d), se insinúa circulación ciclónica al sur de 32°S y anticiclónica al norte.

En la provincia de Buenos Aires se examinan dos localidades ubicadas en el centro y sur de la misma, Azul (Fig. 3.11) y Bahía Blanca (Fig. 3.12), respectivamente. Con respecto a Azul se puede observar que las configuraciones de anomalías de vorticidad asociadas a la ocurrencia de precipitación, tanto para las dos épocas del año como para precipitaciones ≥ 0.1 mm y ≥ 10 mm, son las mismas que para Buenos Aires, con la diferencia de que la isolínea de correlación cero está corrida algo hacia el oeste. Esto quiere decir, que desde el punto de vista sinóptico, son las mismas perturbaciones transientes las que producen lluvia en ambas localidades. Las latitudes a las que se encuentran los centros ciclónicos y anticiclónicos anómalos son las mismas. En cambio para Bahía Blanca, en el período frío (a), sólo es significativo el núcleo ciclónico ubicado alrededor de los 40°S sobre la cordillera. Con respecto a precipitaciones mayores (b), aparecen dos pequeñas zonas con coeficientes levemente significativos y opuestos al sur de Mendoza y al noreste de Mar del Plata; se manifiestan indicios de circulación anticiclónica al sur de Tierra del Fuego. Cabe destacar que las estaciones costeras pueden recibir parte de su precipitación por efectos topográficos sobre la circulación de capas bajas, aunque en altura se vean favorecidos los movimientos de descenso. Esto provoca un debilitamiento en los coeficientes de correlación biserial. Para la época cálida (c), el único sector significativo sigue siendo el ciclónico sobre la cordillera, que se extiende hacia el sur. En el caso de precipitaciones mayores (d), este último centro se refuerza y se evidencian de nuevo las anomalías anticiclónicas al este de la provincia de Buenos Aires y al sur de Tierra del Fuego.

Si se considera la ocurrencia de precipitación en Paraná (Fig. 3.13), localidad situada unos 2° al noroeste de Buenos Aires, se observa que para el período frío (a), el núcleo de anomalías de vorticidad ciclónica se halla entre 31°S y 37°S , es decir,

más al norte que para el caso de Buenos Aires, y prácticamente al oeste de la cordillera. La zona de anomalías anticiclónicas ocupa también el sur de Brasil y este de Uruguay. Para precipitaciones mayores (b) el patrón es similar, aunque la anomalía ciclónica no se encuentra tan intensa, y el gradiente en el campo de correlación se concentra en el centro del país (lo que indicaría la presencia de una cortante del viento anómala en la zona). Aparecen indicios de circulación ciclónica al norte de 25°S sobre Chile. A diferencia de lo que ocurre para Buenos Aires, no se evidencia un núcleo de anomalías anticiclónicas alrededor de 27°S sobre la cordillera, lo que hace que el aporte al gradiente del campo por variación de cortante anómala no sea tan importante para la ocurrencia de precipitaciones en Paraná. Con respecto a la época cálida y para las dos definiciones de ocurrencia de precipitación, (c) y (d), se observan claramente dos centros de anomalías opuestos y de la misma intensidad confinados al norte de 45°S, con la dirección del gradiente prácticamente de oeste a este. Paraná está dominada por circulación anticiclónica para lluvias más intensas.

Para una estación aún más al norte dentro de la región subtropical argentina, Resistencia (Fig. 3.14), se observa una distribución de anomalías de vorticidad algo distinta en asociación con la ocurrencia de precipitación (a), ya que la zona ciclónica se encuentra al este de la cordillera sobre el territorio argentino, con coeficientes levemente significativos aproximadamente entre 35°S y 45°S. Al este de 57°W prevalece circulación anticiclónica. Cuando se trata de precipitaciones mayores (b), el campo de correlación es muy débil, con lo cual evidentemente existe otro mecanismo además de la dinámica de altura que favorece la lluvia, en contraste con lo que ocurre en latitudes más altas. Evidentemente, existen lluvias no frontales debidas a procesos dentro de la masa de aire. No obstante, durante la época cálida (c), persisten las anomalías ciclónica sobre el centro del país y anticiclónica sobre Misiones y alrededores, con lo cual el gradiente de isolíneas de correlación tiene dirección sudoeste-noreste con máximo apretamiento sobre Corrientes y Uruguay asociado a la presencia de una cortante anómala. En cuanto a cantidades de lluvia mayores, (d), la configuración es similar con la aparición de una leve anomalía ciclónica en el norte del país. A pesar de que se trata de una zona cercana a los trópicos, la dinámica de la tropósfera media tiene aún influencia sobre los procesos lluviosos. Además, aunque los sistemas convectivos de mesoescala estén dominados por circulaciones de escala

subsintópica, su desarrollo está, sin embargo, influenciado por forzantes de la escala sinóptica (Browning, 1985).

Como localidades del centro y centro sur del país se analizan Córdoba (Fig. 3.15) y Santa Rosa (Fig. 3.16), respectivamente. Para las precipitaciones en la época fría en Córdoba (a), se observa una configuración de anomalías de vorticidad similar a la que presenta Paraná (ambas estaciones se hallan aproximadamente a la misma latitud), excepto que el centro anómalo ciclónico se encuentra más al noroeste. Para precipitaciones mayores (b) el núcleo ciclónico al norte de 25°S se intensifica, mientras que el sector de anomalías anticiclónicas no parece tan importante. En la época cálida (c) se refuerza la anomalía ciclónica al oeste de la cordillera y aparece una anomalía anticiclónica sobre la misma al norte de 30°S lo que provoca un marcado gradiente en el campo de correlación producido no sólo por una cortante anómala en el viento sino por la variación espacial de esa cortante con respecto a los casos con sin precipitación en Córdoba (ver Anexo), lo que se traduce en vientos anómalos del oeste en esa zona asociados con la ocurrencia de lluvia en el centro del territorio argentino. Nuevamente, se desdibuja la anomalía anticiclónica para precipitaciones mayores (d), y hay indicios de un núcleo ciclónico en el norte del país.

Para Santa Rosa en invierno (a), la configuración es parecida a la de Buenos Aires con una anomalía al oeste de la cordillera considerable, e indicios de circulación anticiclónica en la zona del Pasaje de Drake. Sin embargo, para precipitaciones mayores (b), aparece una zona con coeficientes positivos significativos sobre el océano Atlántico algo al norte de Malvinas, por lo que la circulación ciclónica queda restringida al norte de 40°S y este de 65°W. Durante el período cálido (c), la posición del núcleo ciclónico se centra aproximadamente en 41°S, 75°W y la circulación anómala anticiclónica se manifiesta al sur de la Provincia de Buenos Aires, lo que crea un fuerte gradiente en el campo con una marcada cortante anómala del viento sobre el oeste de la Patagonia, es decir, vientos anómalos del norte en esa zona. En cuanto a precipitaciones más intensas (d), la circulación anticiclónica se traslada más al sur, aunque sigue siendo menos importante que la ciclónica.

En estaciones más cercanas a la cordillera se observa en general que el centro de anomalías ciclónicas está próximo a la localidad donde se analiza la ocurrencia de precipitación. En el caso de Neuquén (Fig. 3.17), el centro de coeficientes negativos está a la latitud de esta estación y al oeste de la cordillera y, para la época fría (a), además se insinúa circulación anticiclónica levemente significativa al sur de Tierra del Fuego. Esta última característica se hace más evidente y significativa cuando se consideran precipitaciones más intensas (b). No obstante, es para la época cálida cuando queda mejor definida la configuración de anomalías de vorticidad en relación a la precipitación de Neuquén (c). Claramente se observan dos zonas con anomalías contrapuestas y un intenso gradiente en el campo de correlación con dirección nornoroeste-sudsudoeste, lo que pone de manifiesto no sólo fuertes anomalías en la curvatura de los sistemas, sino también zonas de cortantes de viento del este anómalas (y variación espacial de estas cortantes) sobre la región de la cordillera patagónica. Para precipitaciones de la época estival más intensas (d), las anomalías mencionadas son aún notablemente más significativas, lo que haría sin dudas exitoso un pronóstico de precipitación basado en estos resultados.

Bariloche (Fig. 3.18), a pesar de ser una estación relativamente cercana a Neuquén, presenta un campo de anomalías de vorticidad bastante diferente. Para la época fría (a), el núcleo de anomalías ciclónicas marcadamente significativo se centra sobre los 45°S y se extiende hacia el sudeste sobre la Patagonia y sobre Mendoza aparecen tenues anomalías de circulación anticiclónica. Aquí, el gradiente más marcado en las isolíneas de correlación se observa entre estos dos centros con dirección sudsudoeste-noreste. Es decir, entre Neuquén y Bariloche se detectan fuertes cortantes del viento anómalas. Para precipitaciones mayores (b), el campo no exhibe la significancia anterior, con lo cual se puede decir que actúan otros procesos adicionales para favorecer precipitaciones mayores. Con respecto a las precipitaciones de la época cálida tanto ≥ 0.1 mm como ≥ 10 mm (c) y (d), se puede observar en forma contundente el centro de anomalías ciclónicas que se ubica entre 40°S y 45°S sobre la costa chilena y también se extiende hacia el sur de la Patagonia. Las anomalías anticiclónicas son casi imperceptibles. En todos los casos, la correlación al norte de 35°S con la precipitación de Bariloche es nula, con la excepción

de una zona con coeficientes negativos significativos al sur de Tucumán para el caso de precipitaciones mayores.

Cuando se tiene en cuenta una estación patagónica de la costa atlántica, Comodoro Rivadavia (Fig. 3.19), no es tan evidente la relación de la vorticidad ciclónica con la precipitación, a pesar de ser una localidad de latitudes medias. Sin embargo, existe un sector desde aproximadamente 40°S, 77°W hasta el noroeste de Malvinas con anomalías negativas y al mismo tiempo una zona al sudoeste de Tierra del Fuego con anomalías anticiclónicas, para la época fría y precipitaciones $\geq 0.1\text{mm}$, (a). Para precipitaciones mayores (b), el comportamiento es parecido, y además la zona anómala ciclónica puede presentarse en la vertical de la localidad. Durante el período cálido (c), la zona de vorticidad ciclónica anómala se encuentra más extendida alrededor de los 45°S sobre la Patagonia y continúa la circulación anticiclónica levemente anómala sobre el Pasaje de Drake. Para precipitaciones mayores (d), la anomalía ciclónica se presenta definida en 45°S sobre la costa chilena; hay indicios de circulación anticiclónica al sur del continente y sobre los 30°S aparece una secuencia de anomalías positivas y negativas.

Es sabido que para la formación de lluvias no sólo son necesarios los movimientos de ascenso y enfriamiento del aire húmedo, sino que exista además una adecuada cantidad de vapor de agua en la atmósfera (Wölcken, 1954). En el análisis efectuado únicamente se ha tenido en cuenta el primero de estos parámetros, aunque el movimiento vertical y la humedad disponible no son cantidades totalmente independientes.

Como conclusiones, se puede decir que la circulación en los niveles medios de la atmósfera, caracterizada por la vorticidad relativa, está vinculada en forma significativa con los procesos lluviosos. Es posible observar posiciones preferenciales de las anomalías que varían en relación con la ubicación geográfica de la estación cuya precipitación se analiza. Esto permite asociar a cada lugar determinado una configuración espacial o esquema de anomalías de vorticidad particular. Esta propiedad será luego tomada en cuenta para originar un conjunto de variables

predictivas que se aplican en los pronósticos objetivos (dinámico-estadísticos) de precipitación diaria, como se verá en el siguiente Capítulo.

Para el centro, este y noreste del país las anomalías de vorticidad se encuentran bien marcadas: ciclónicas al oeste y anticiclónicas al este respondiendo al flujo de latitudes medias. La relación para la zona representada por Resistencia es algo menor. La importancia de los máximos de vorticidad ciclónica para provocar la ocurrencia de precipitación aumenta hacia el sur y su ubicación está restringida o concentrada en zonas bastante bien determinadas, lo que facilita el pronóstico objetivo basado en esta variable. La región noroeste responde a un esquema espacial de máximos y mínimos de vorticidad distinto, con el eje de anomalías en la dirección norte-sur dadas las profundas alteraciones de los sistemas sinópticos que provoca la cordillera de los Andes.

Para precipitaciones moderadas y copiosas, la dinámica de la tropósfera media sigue siendo un factor decisivo en todas las regiones del territorio argentino.

De todos modos, a pesar de que la dinámica de altura juega un rol importante en la producción de precipitación en todas las zonas del país, obviamente no explica la varianza total de la misma, con lo cual quedan por explorar otros mecanismos.

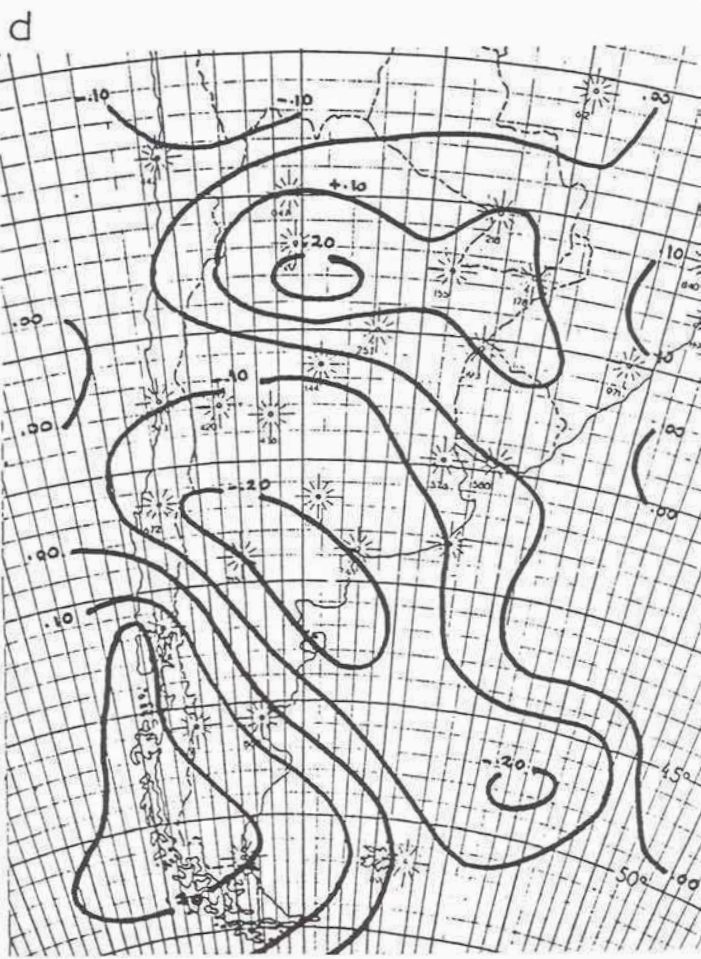
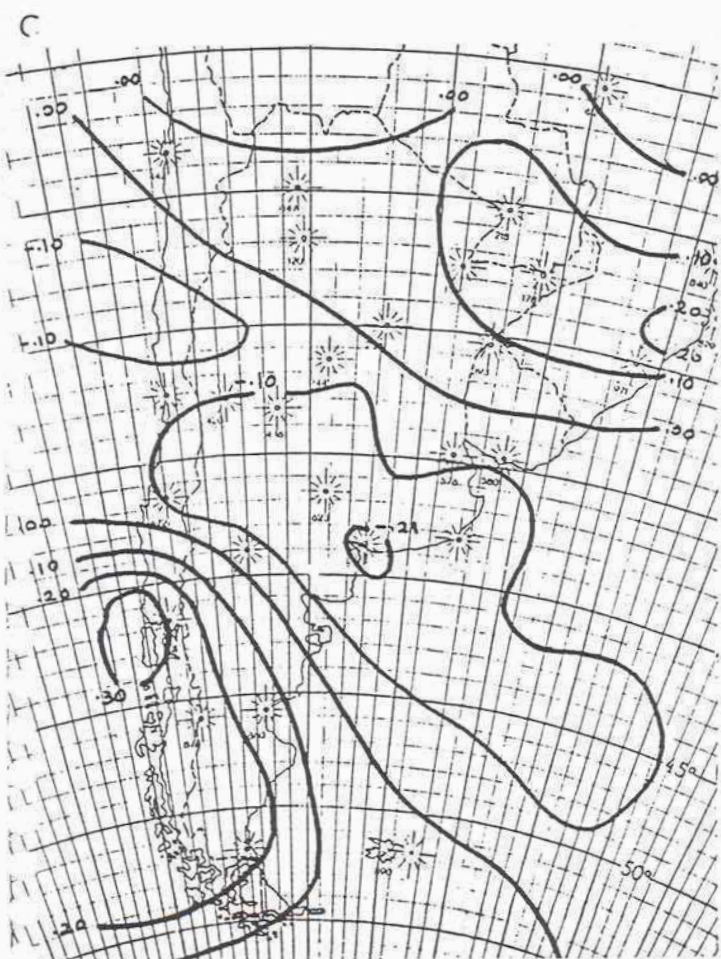
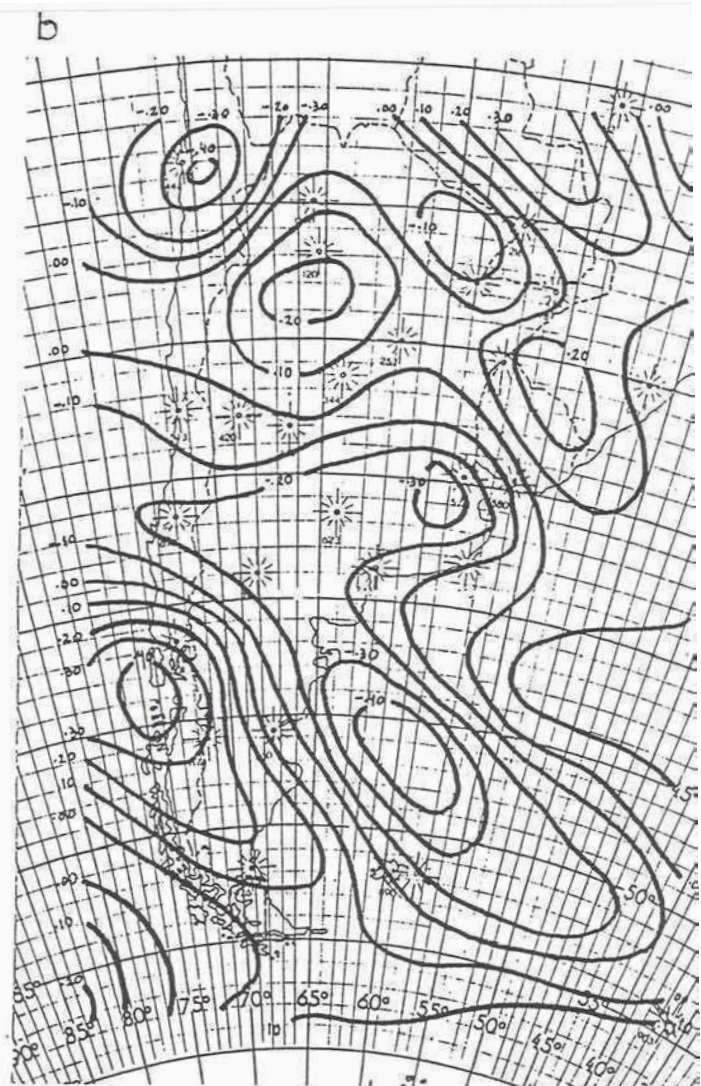
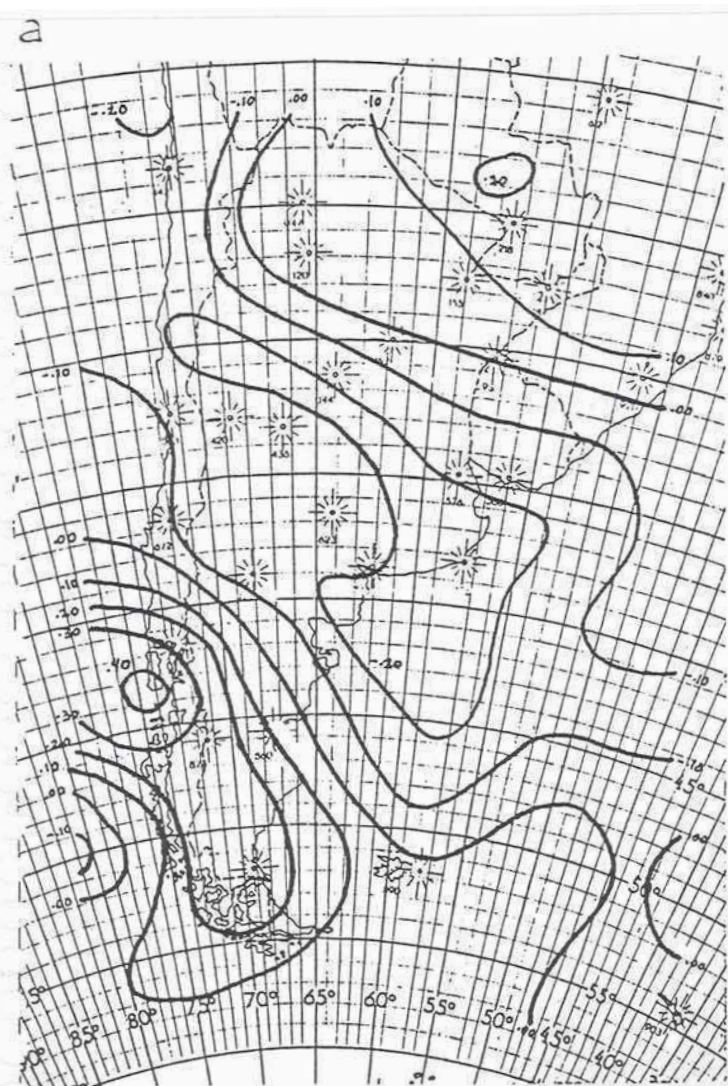


Fig. 3.10. Campo de correlación biserial entre la vorticidad relativa en 500 mb y la precipitación en Salta a) ≥ 0.1 mm durante el período frío, b) ≥ 10 mm durante el período frío, c) ≥ 0.1 mm durante el período cálido, y d) ≥ 10 mm durante el período cálido.

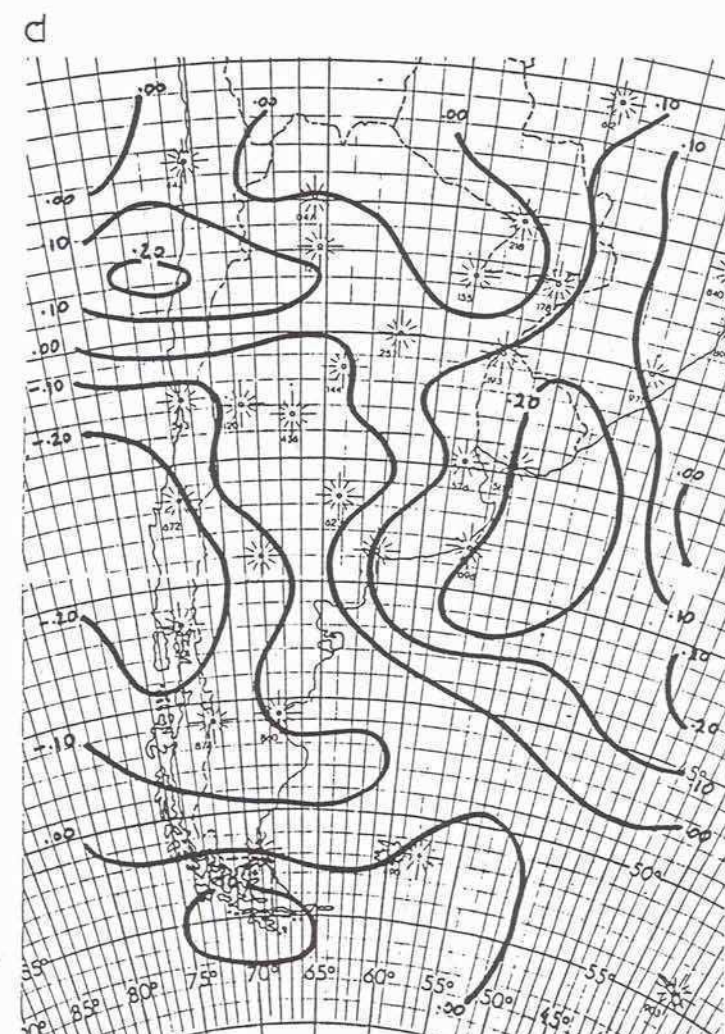
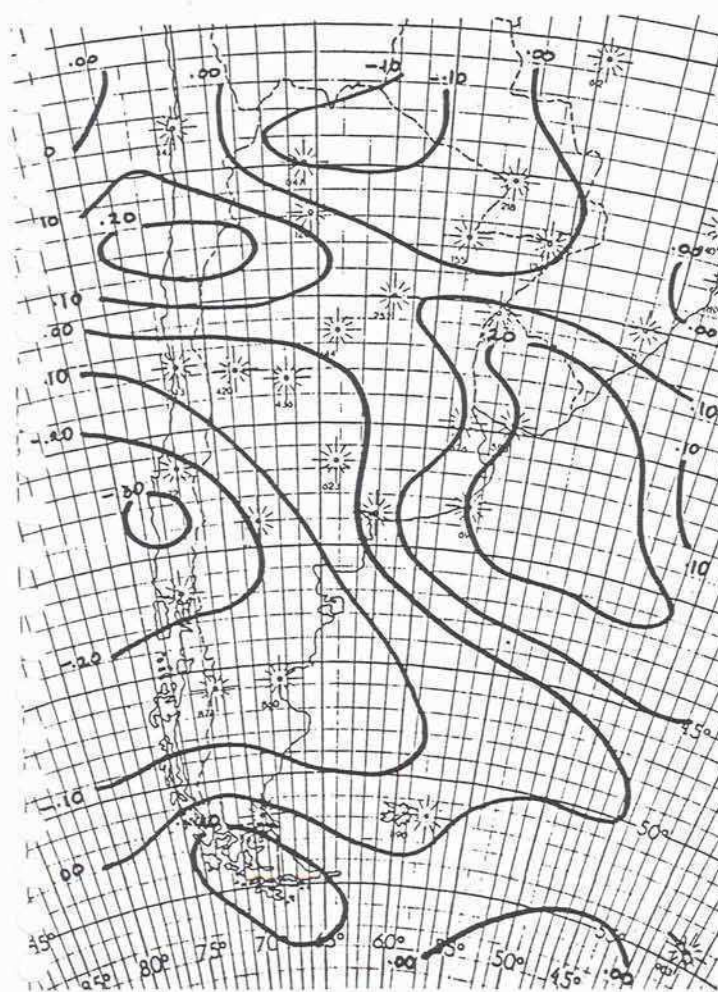
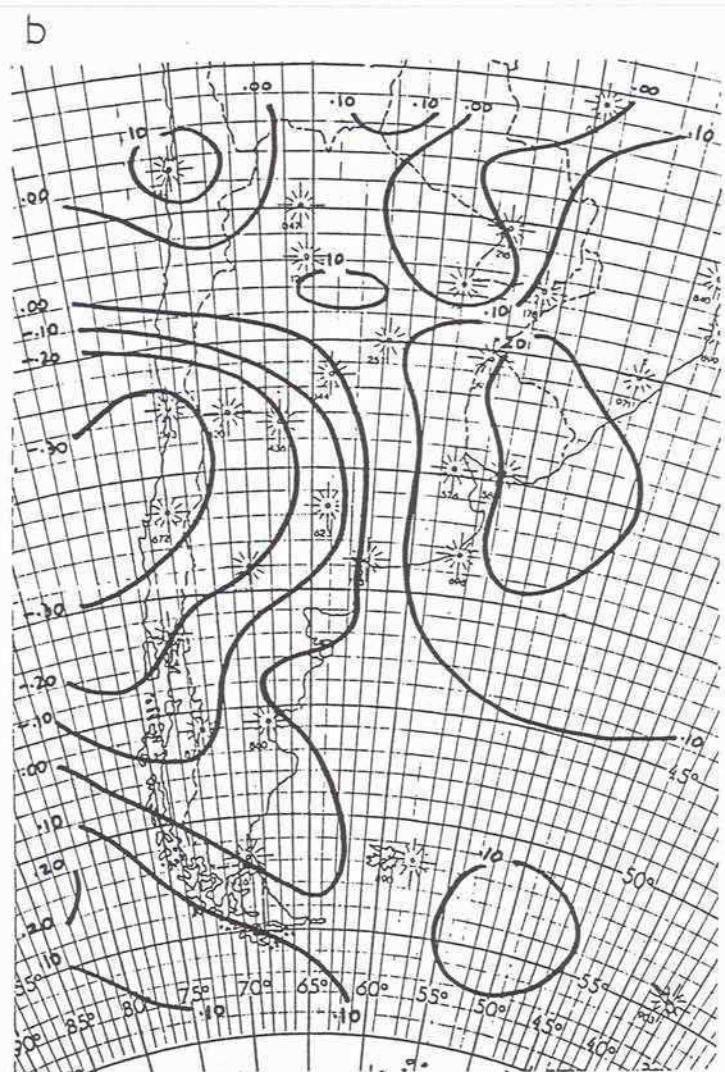
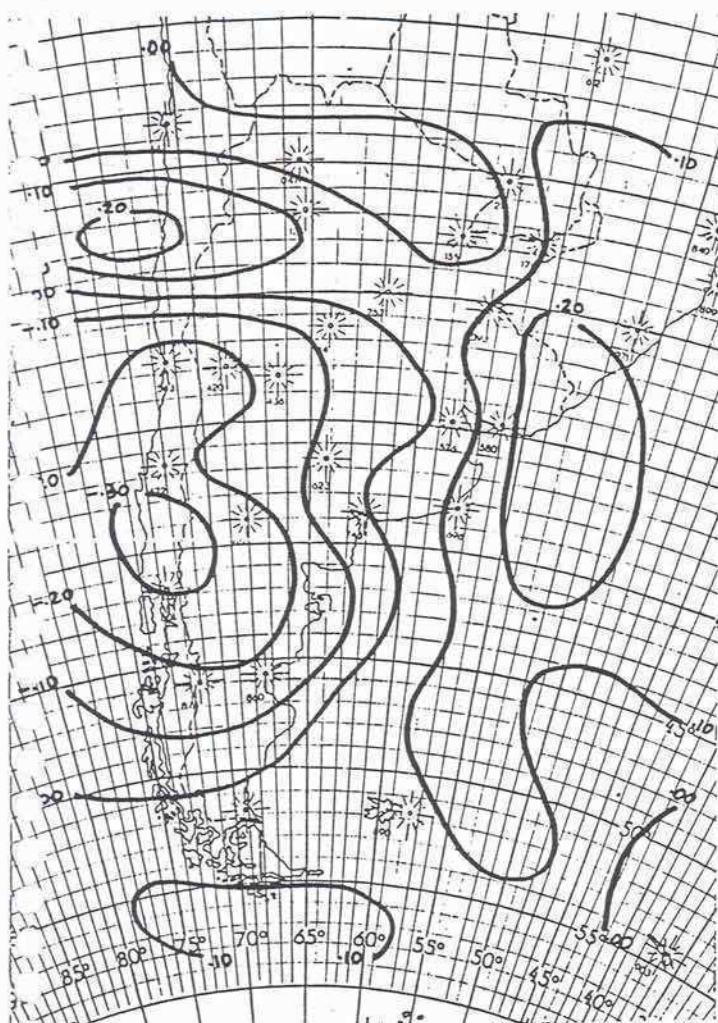


Fig. 3.11. Idem Fig. 3.10, en Azul.

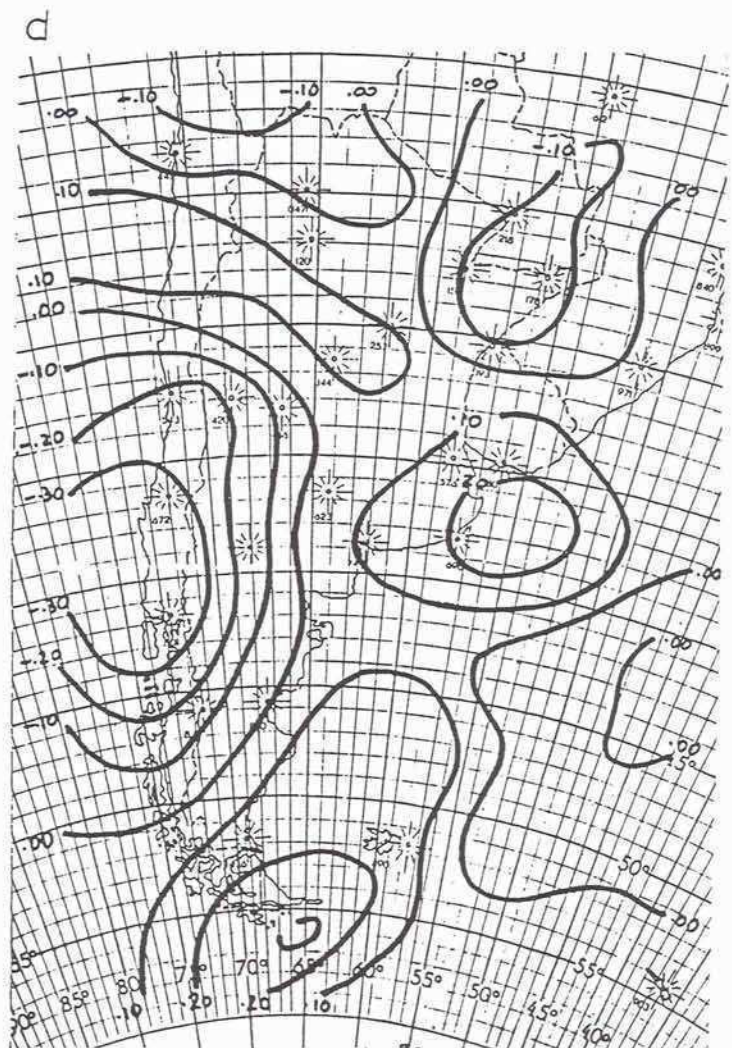
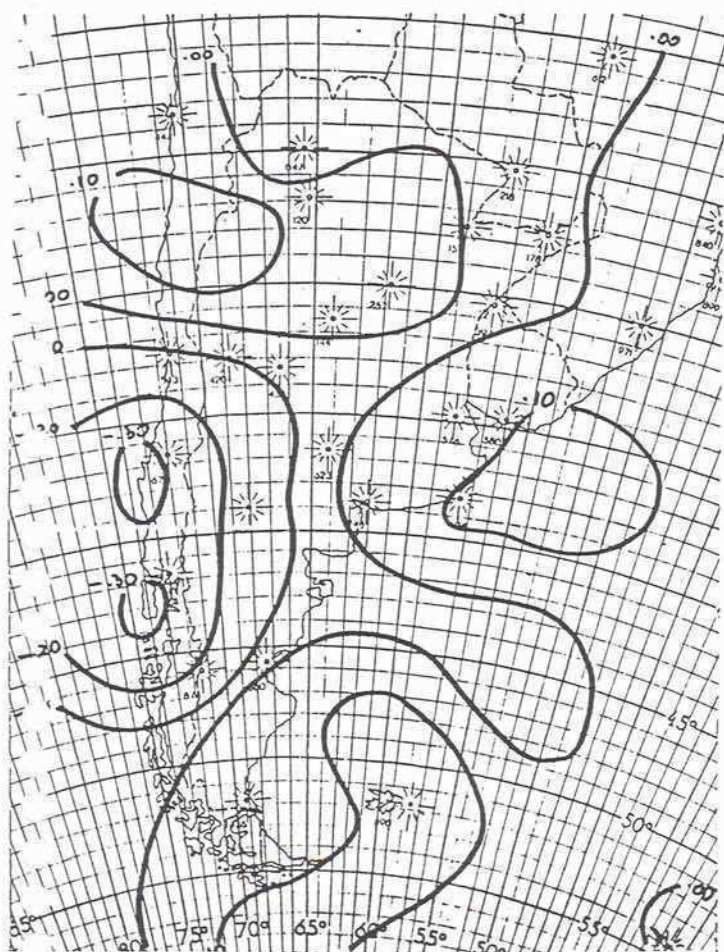
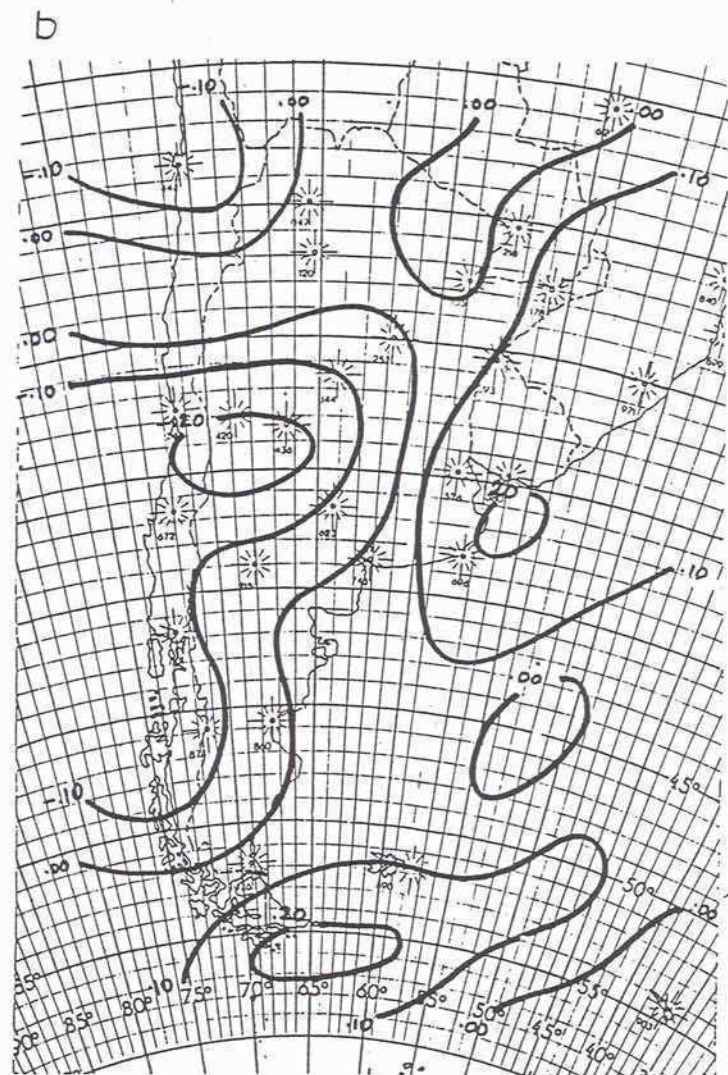
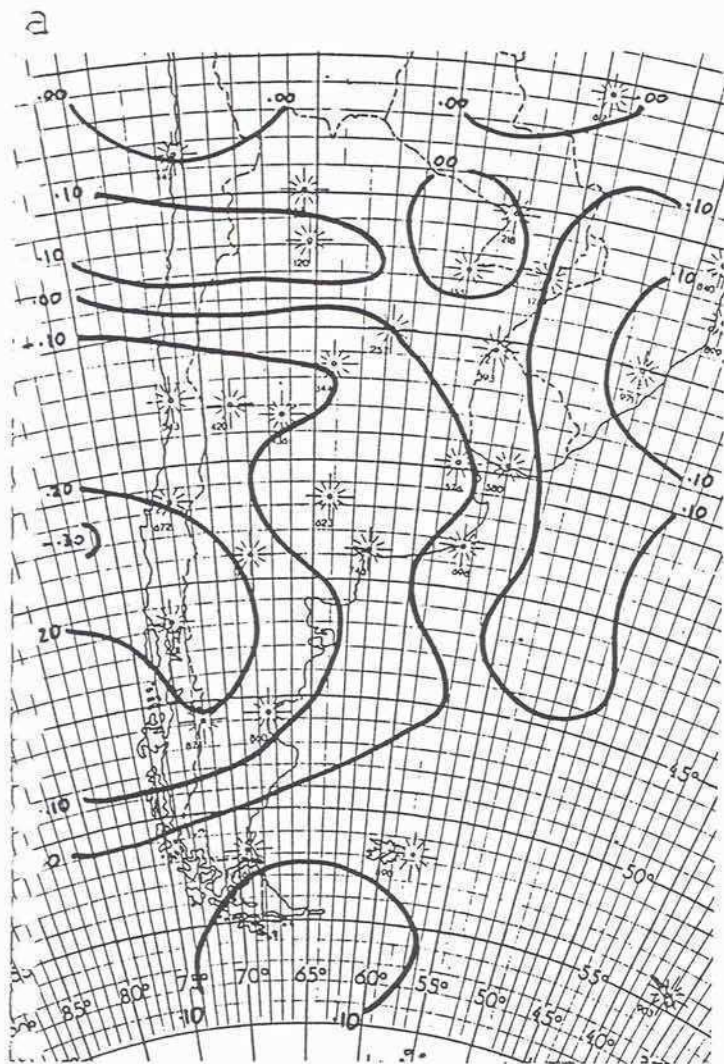


Fig. 3.12. Idem Fig. 3.10, en Bahía Blanca.

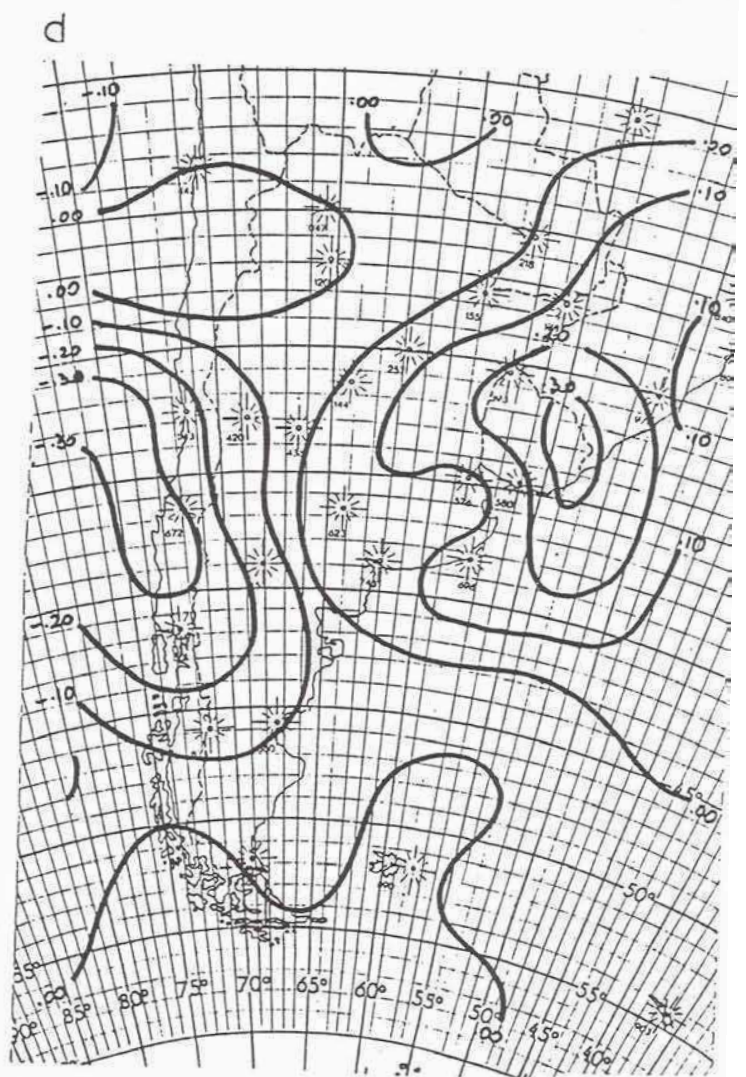
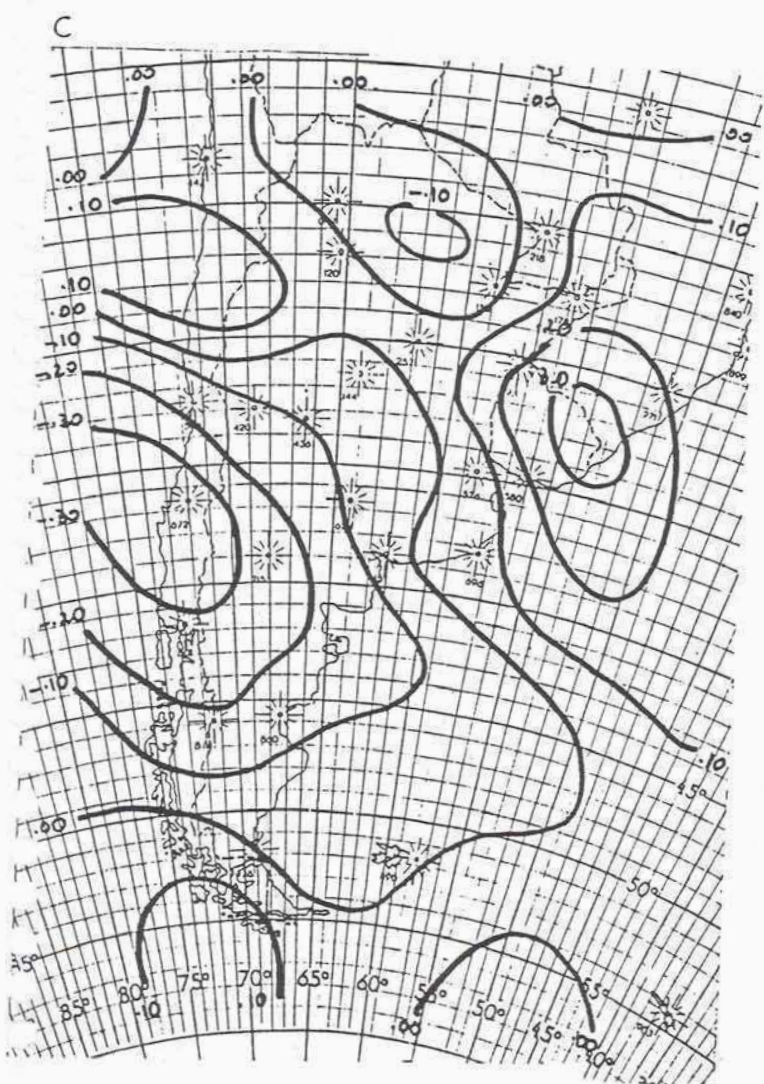
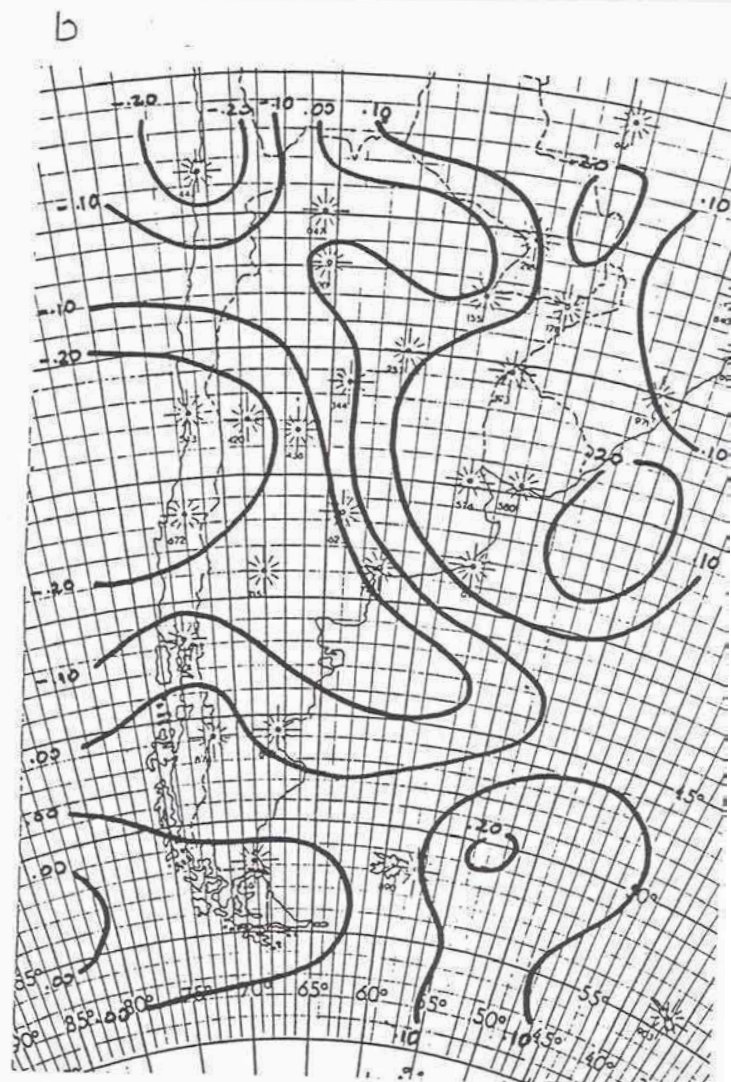
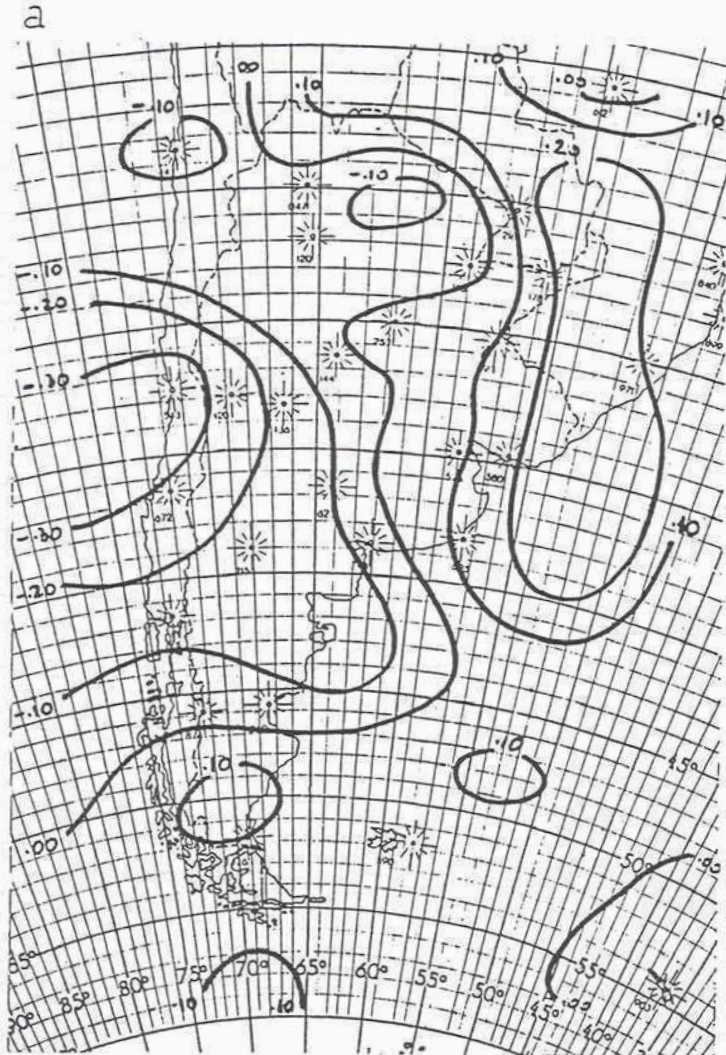


Fig. 3.13. Idem Fig. 3.10, en Paraná.

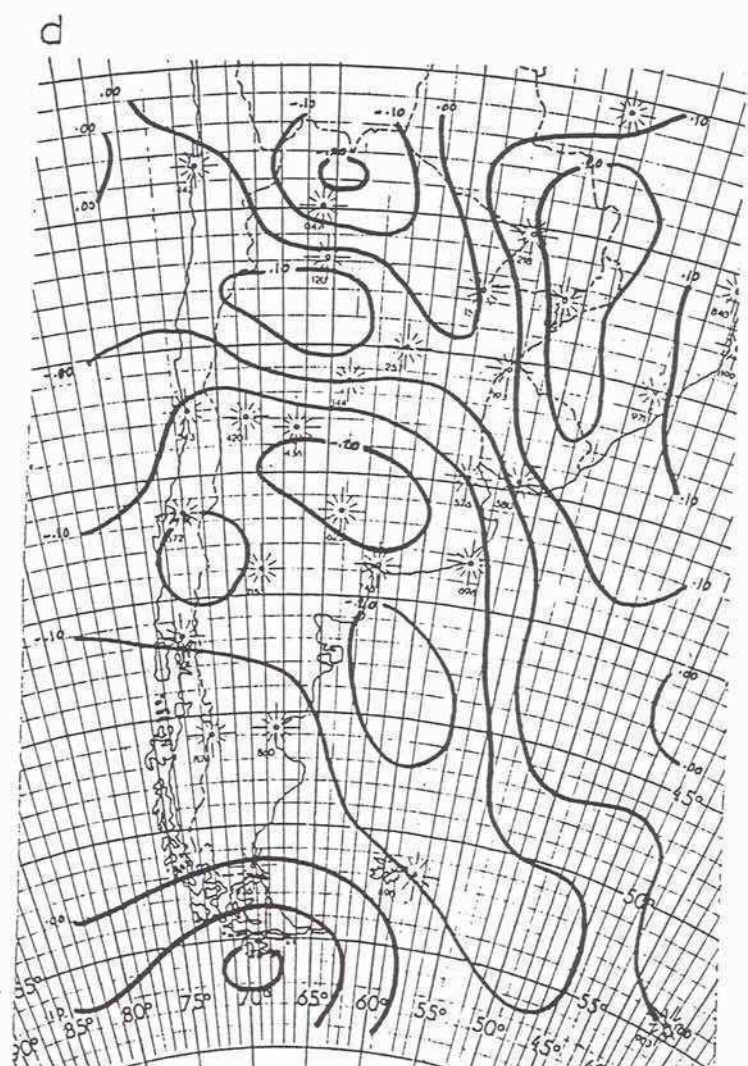
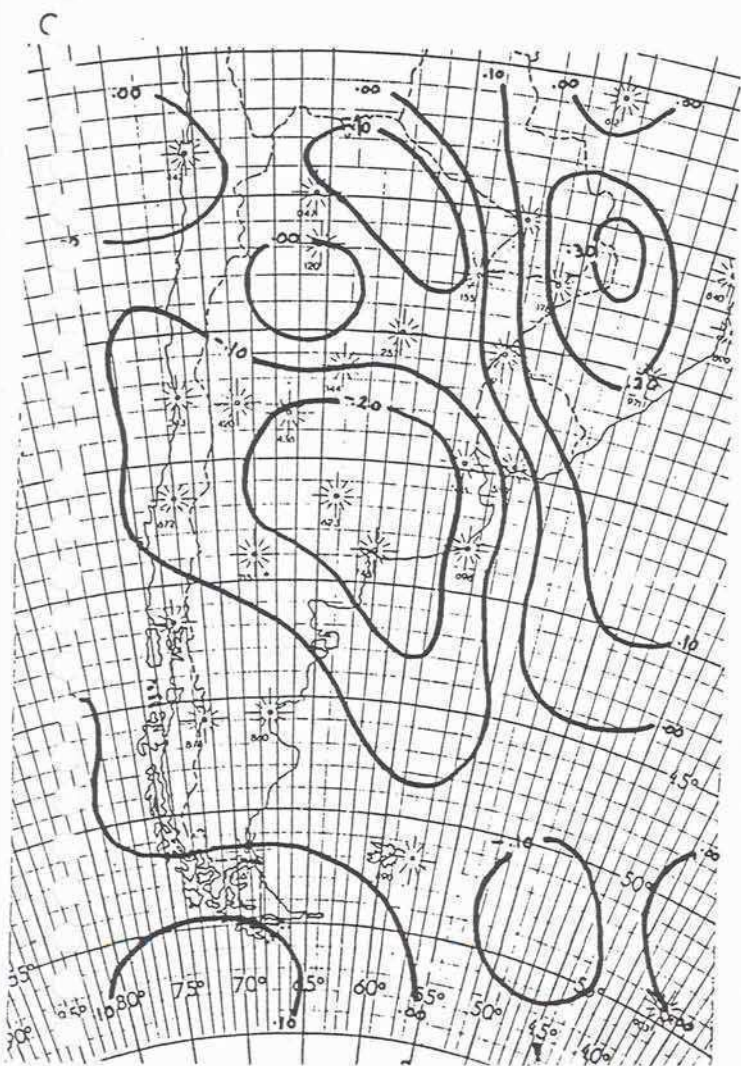
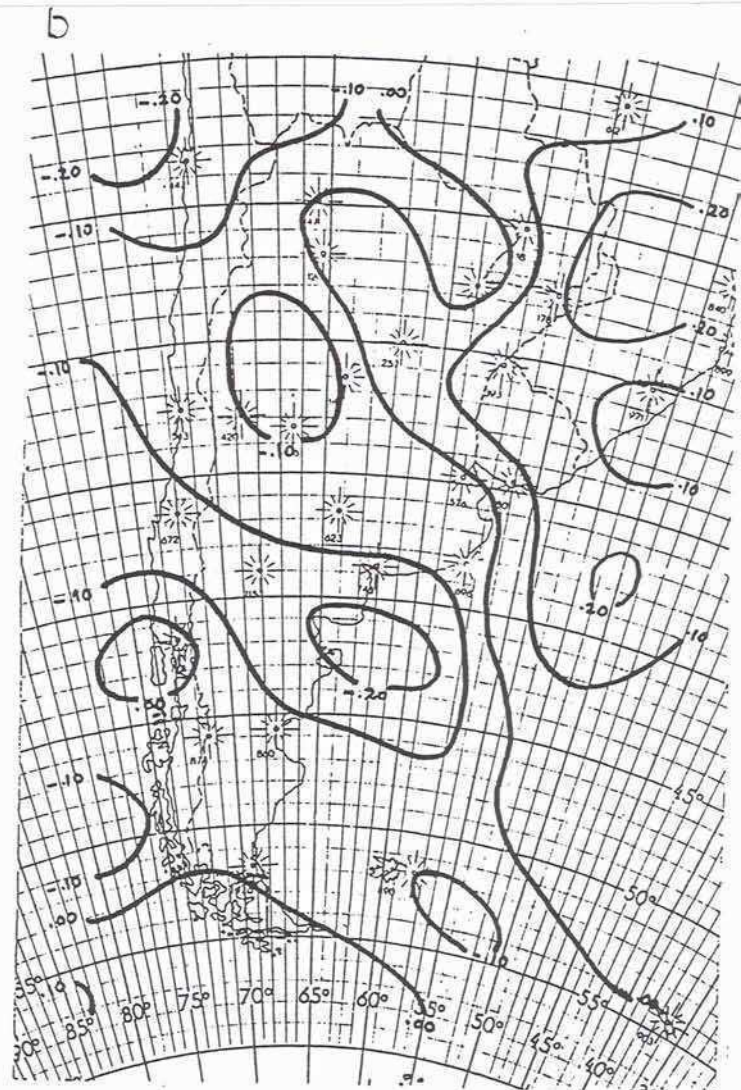
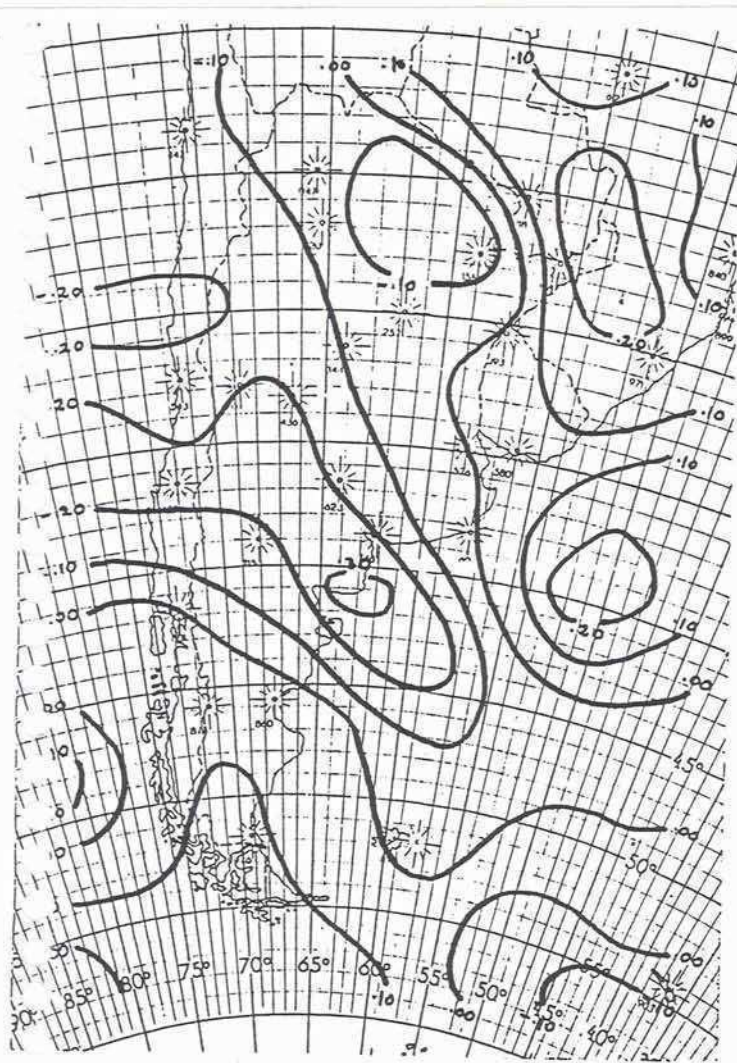


Fig. 3.14. Idem Fig. 3.10, en Resistencia.

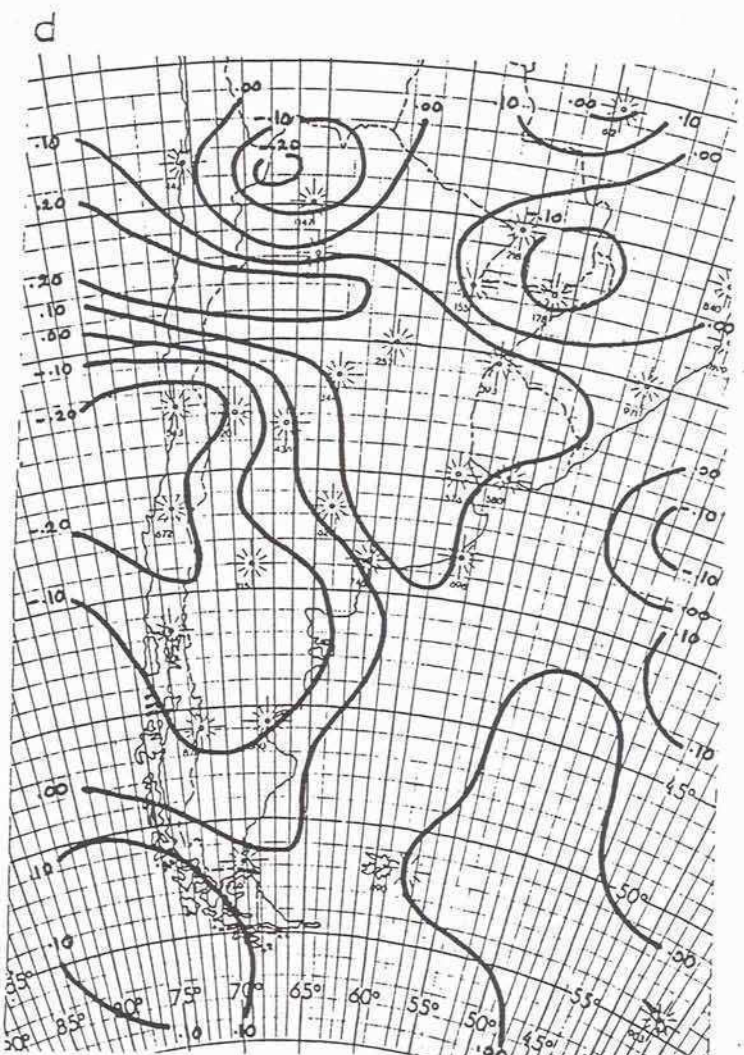
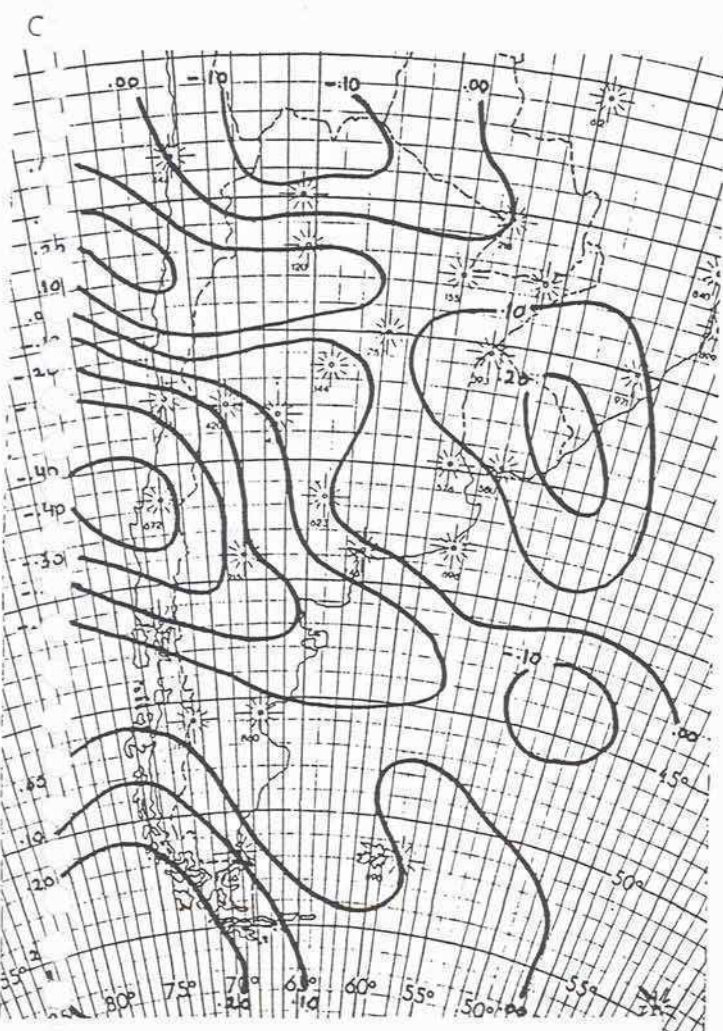
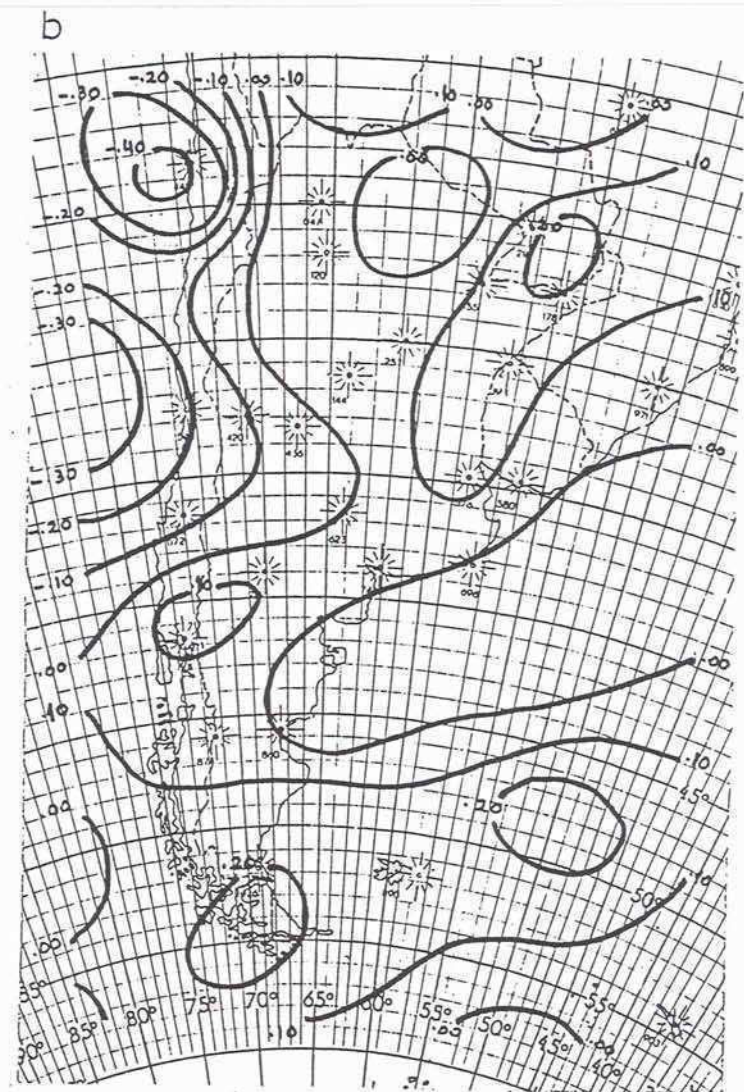
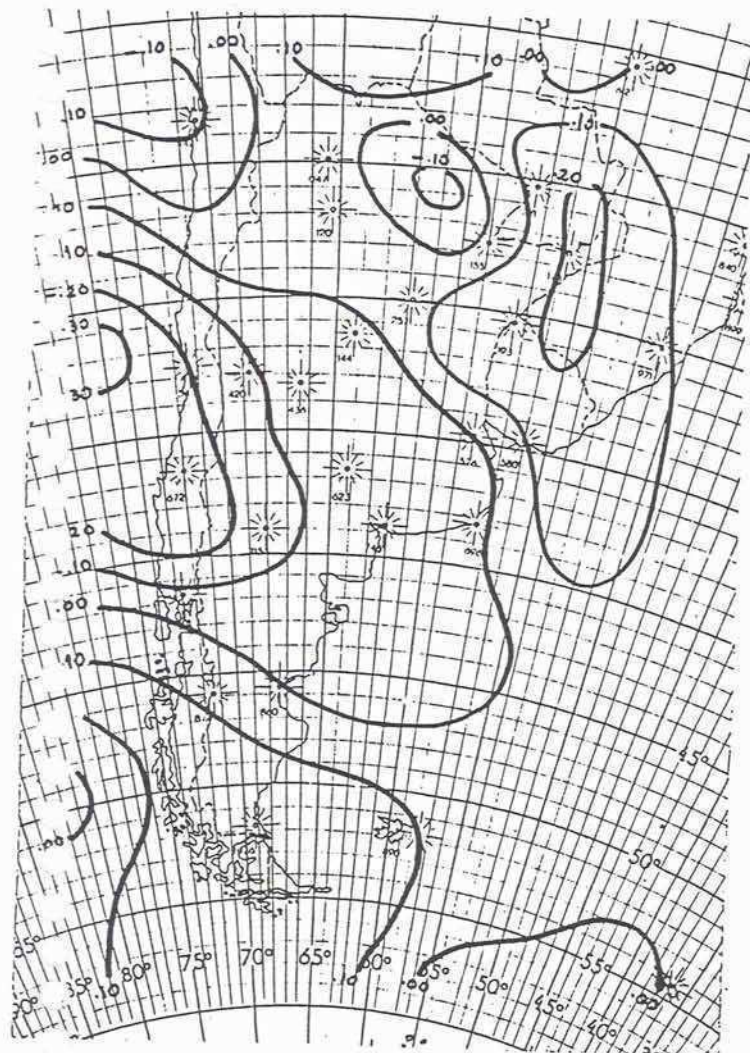
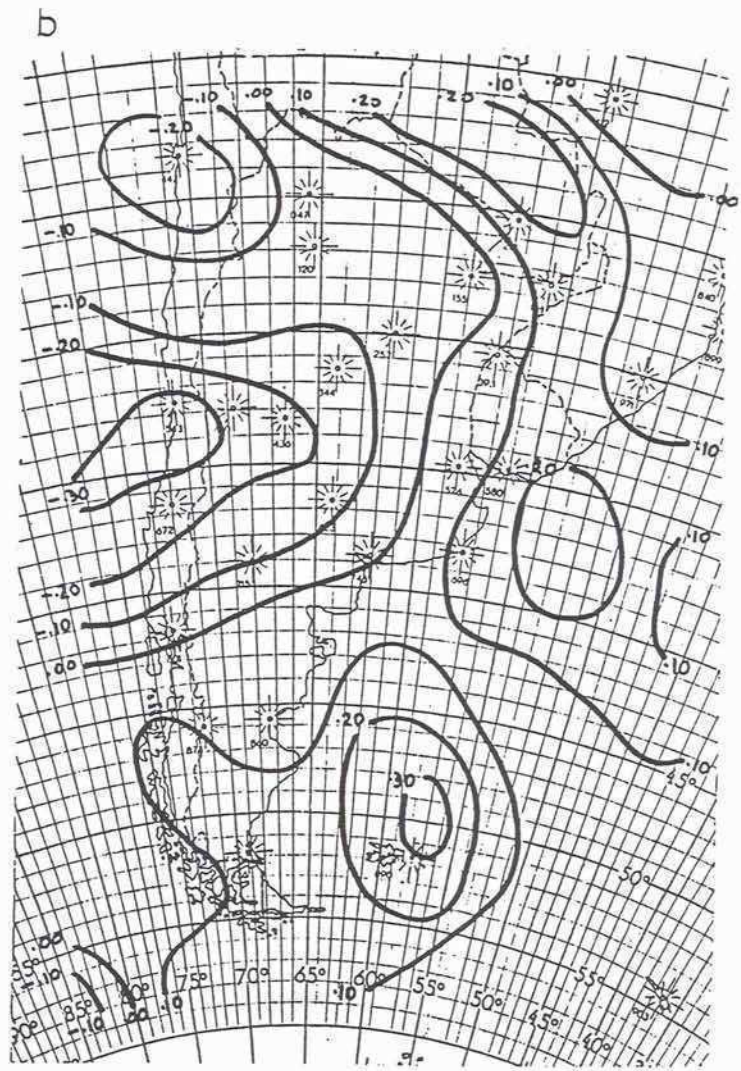
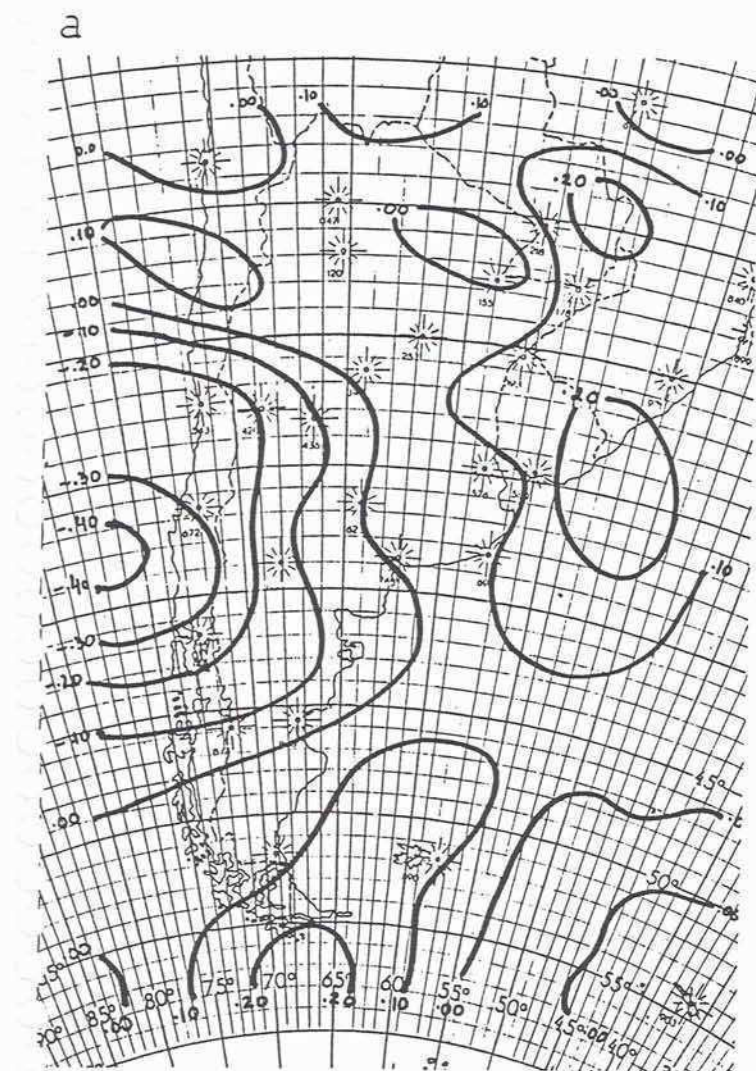


Fig. 3.15. Idem Fig. 3.10, en Córdoba.



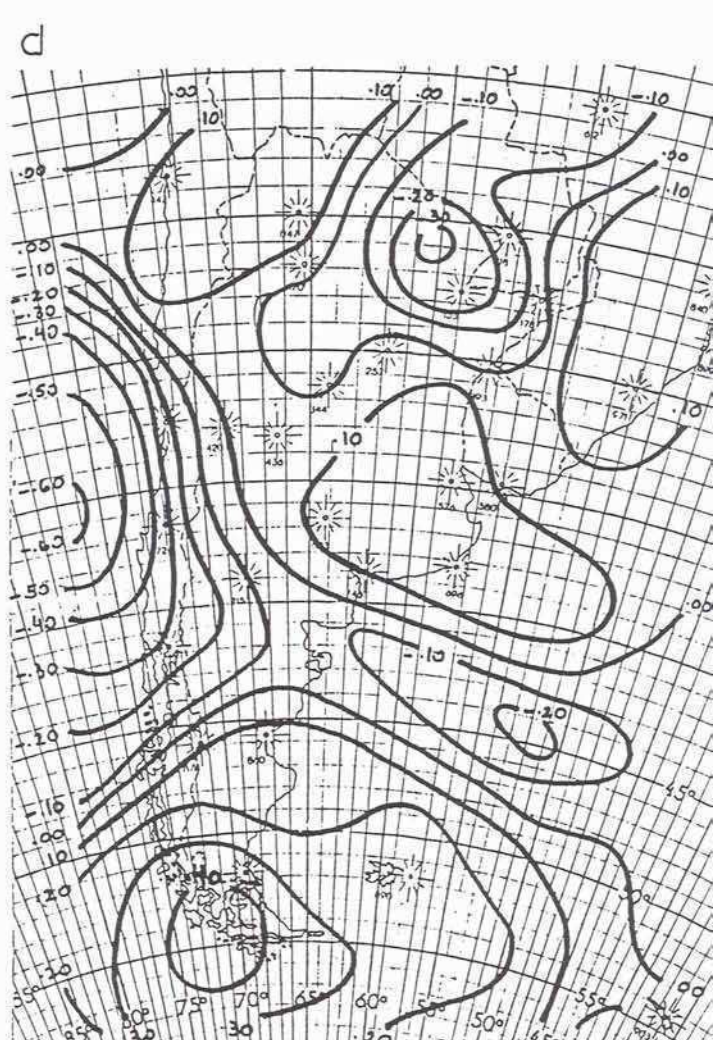
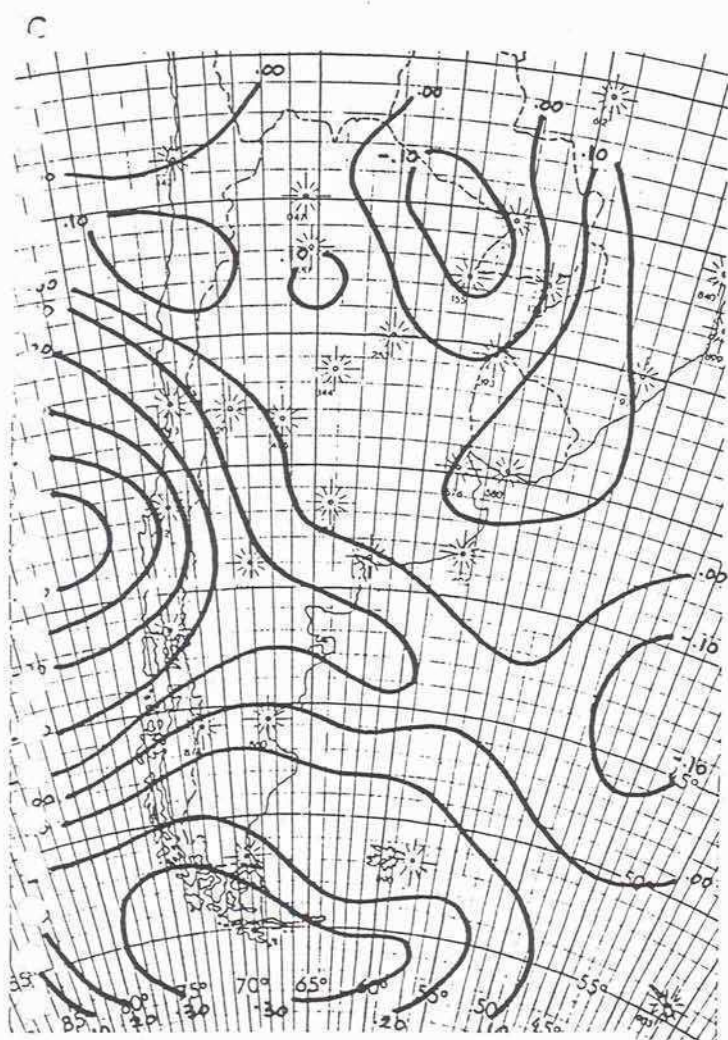
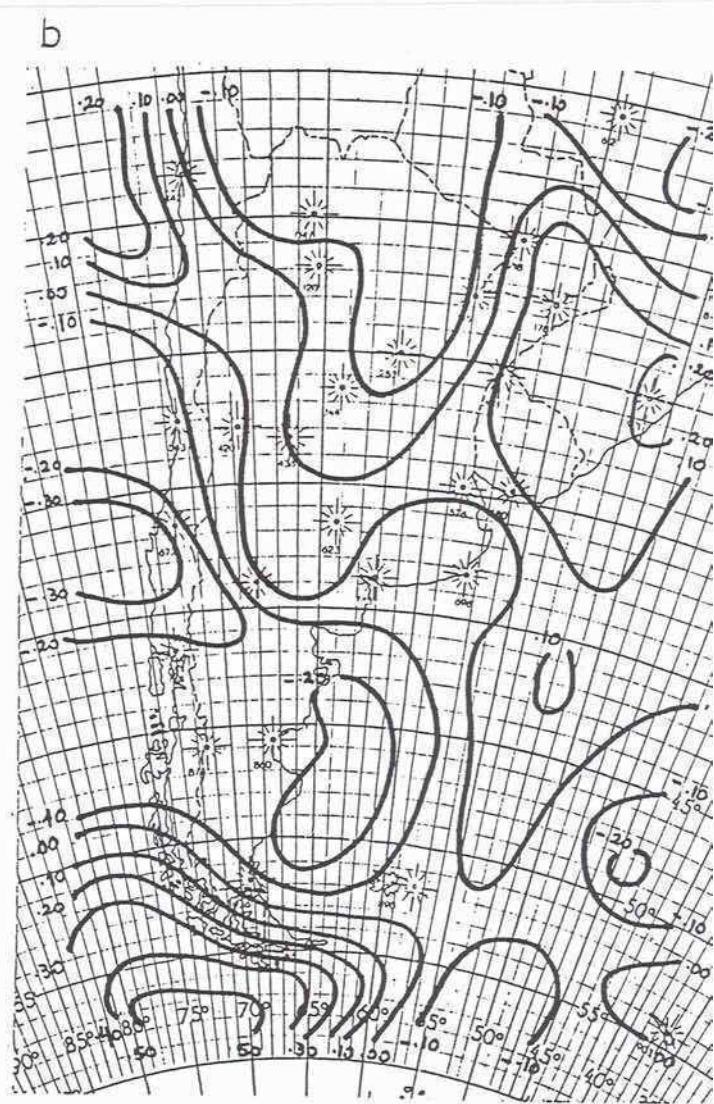
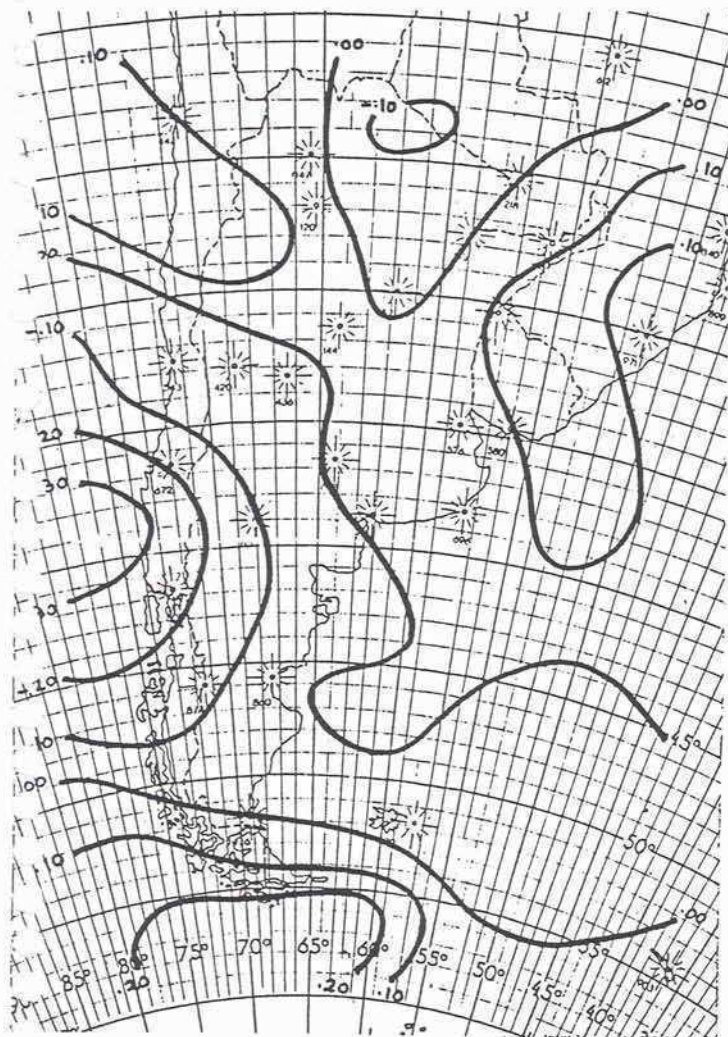


Fig. 3.17. Idem Fig. 3.10, en Neuquén.

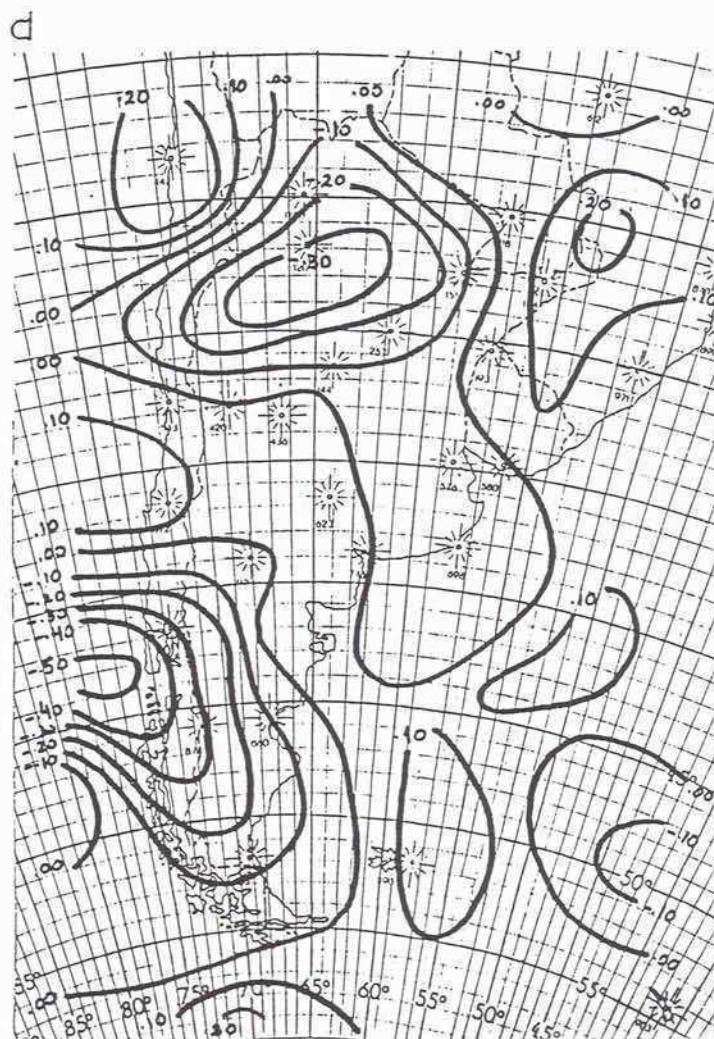
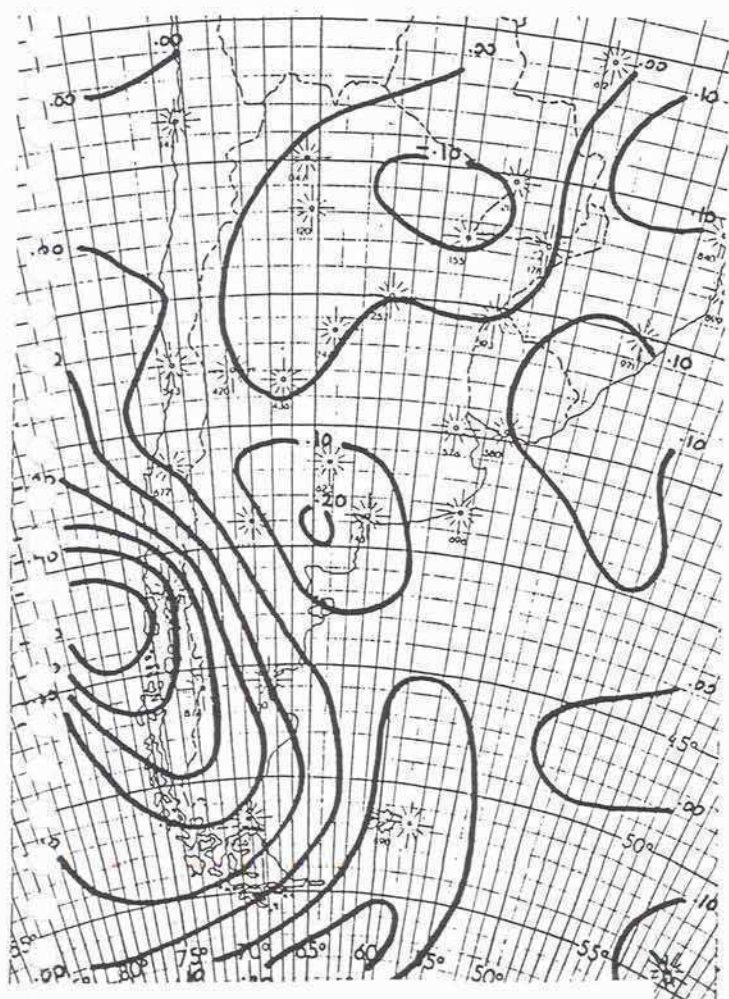
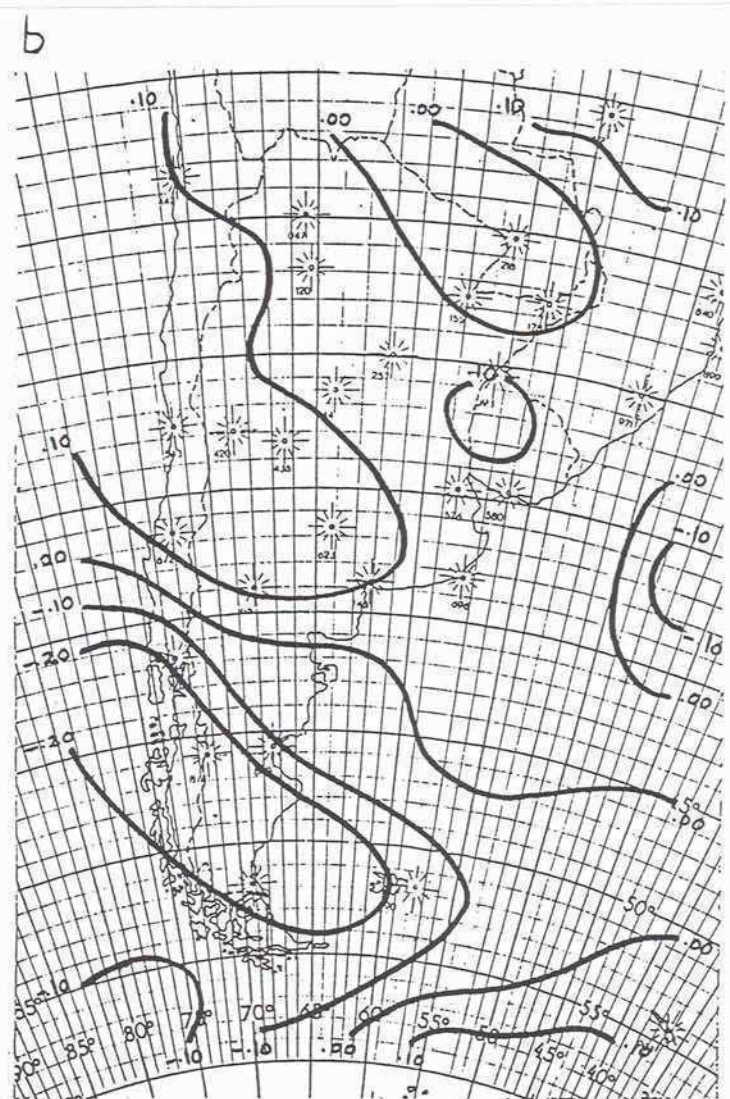
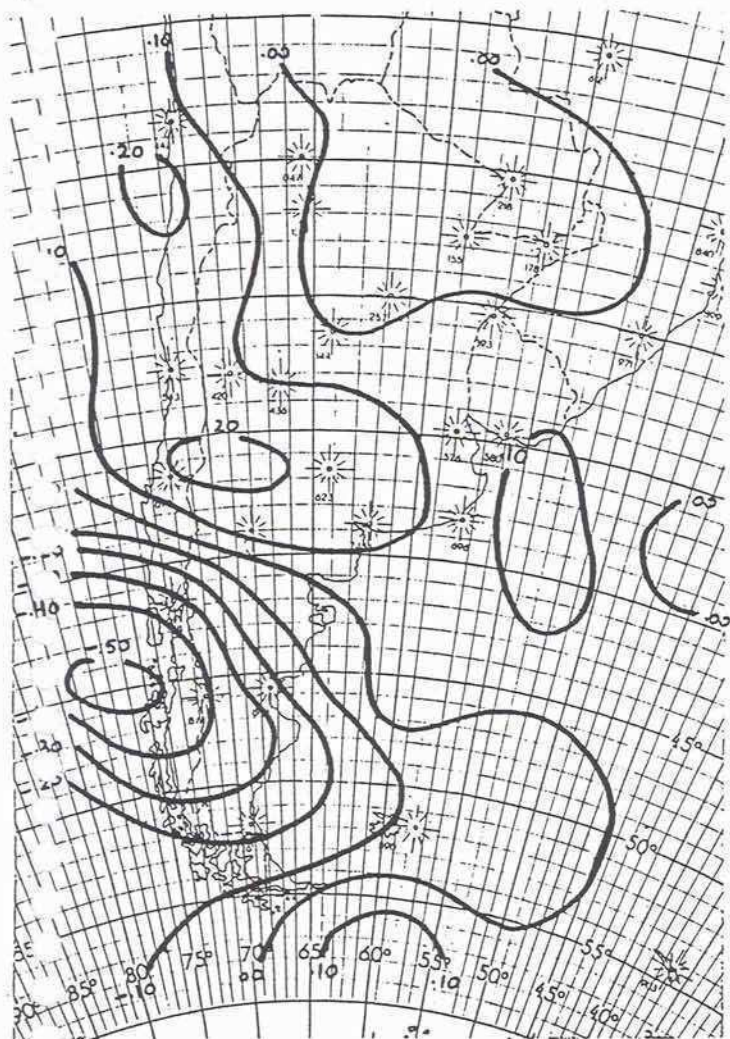


Fig. 3.18. Idem Fig. 3.10, en Bariloche.

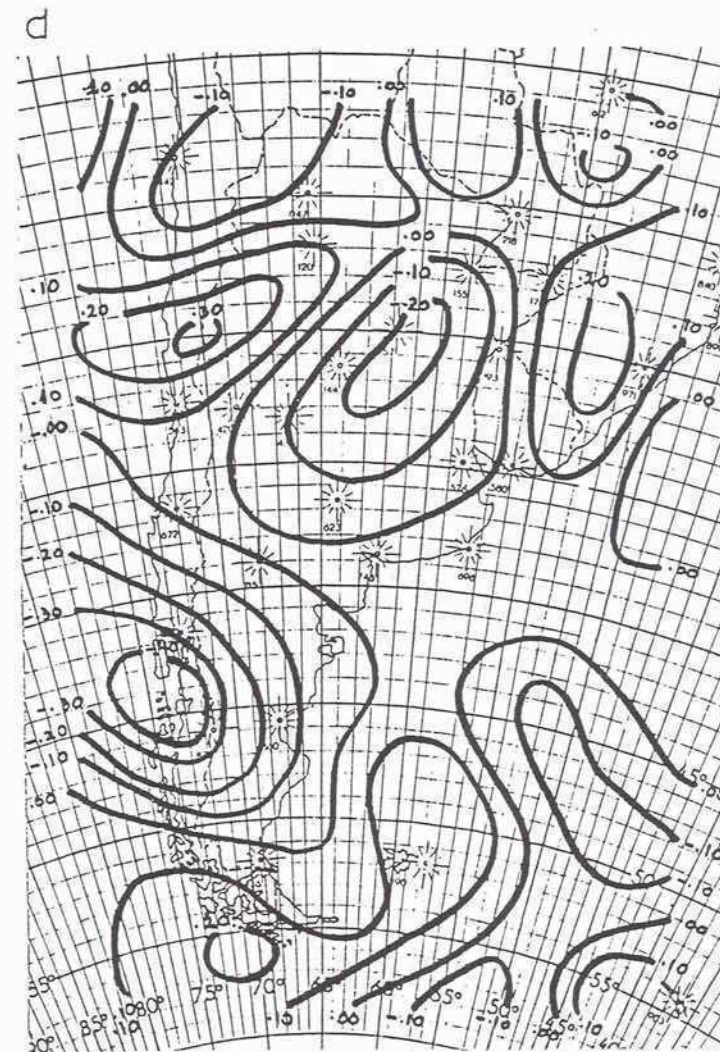
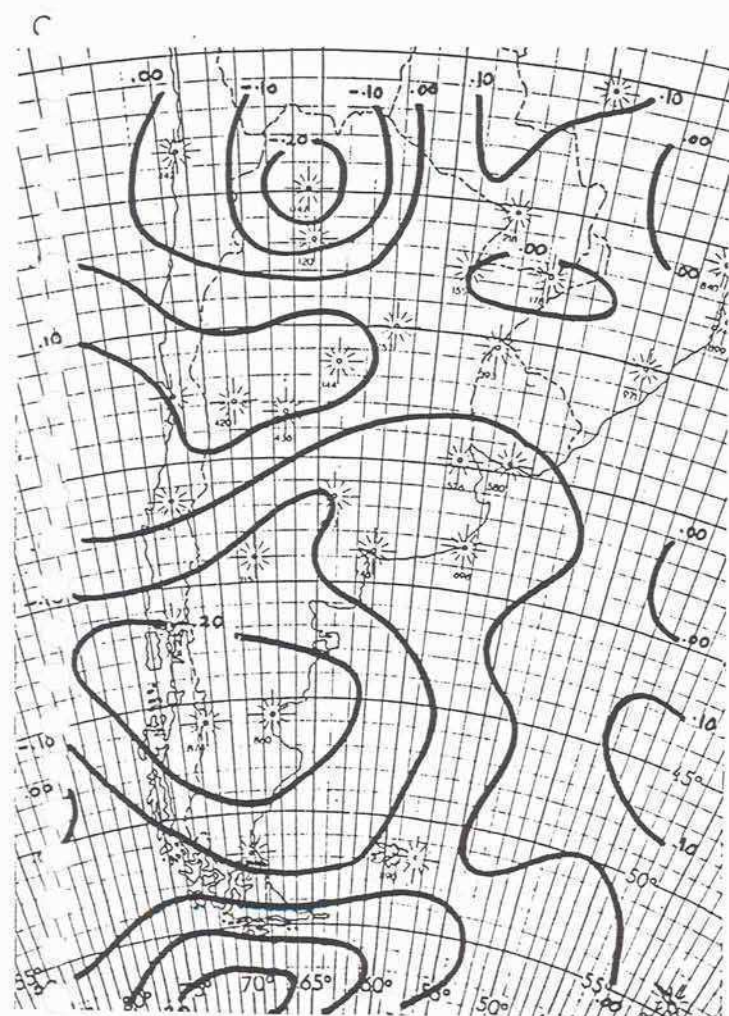
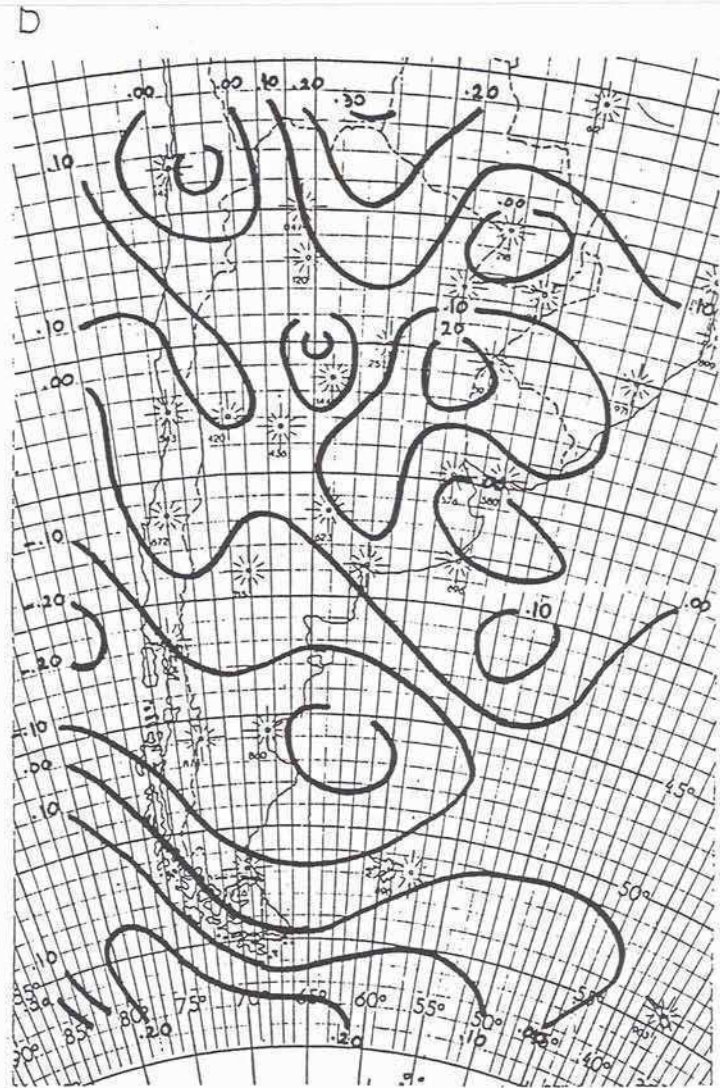
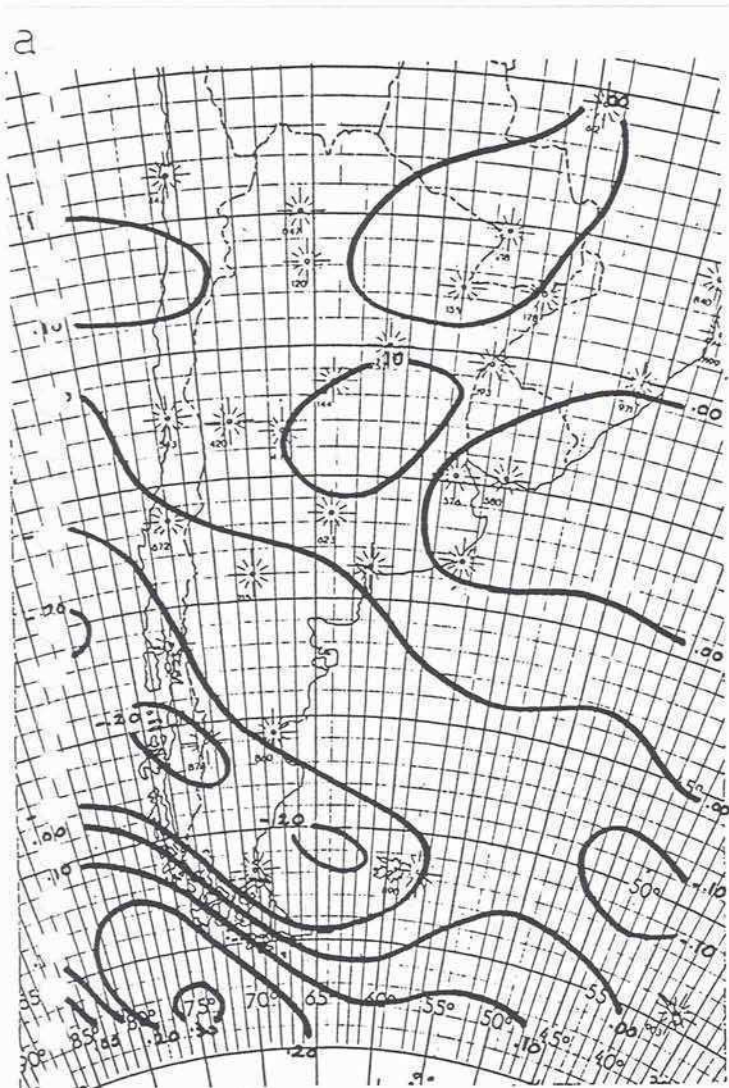


Fig. 3.19. Idem Fig. 3.10, en Comodoro Rivadavia.

CAPÍTULO 4

APLICACIÓN DE TÉCNICAS ESTADÍSTICAS DE PRONÓSTICO OBJETIVO DE PRECIPITACIÓN

Las técnicas de pronóstico estadístico para la predicción de fenómenos meteorológicos tiempo en superficie basadas en salidas de modelos de previsión numérica del tiempo se han usado extensamente desde comienzos de 1970 (Carter *et al*, 1989; Wilson, 1989; Glahn y Lowry, 1972; Klein, 1959). Tanto las técnicas que pueden ser usadas para desarrollar sistemas de pronóstico estadístico como sus aplicaciones han sido revisadas y expuestas por Glahn (1982).

La necesidad y los beneficios potenciales de la aplicación de métodos estadísticos al pronóstico del tiempo se conocen hace bastante tiempo dado que la irregularidad de los eventos meteorológicos y la incertidumbre de los datos iniciales hace necesaria la utilización de las leyes de la probabilidad para la predicción Glahn (1982). Sin embargo, la aplicación de la estadística a la meteorología operativa exige una gran capacidad computacional para procesar volúmenes apreciables de datos, y es por eso que esta línea de trabajo se ha estado desarrollando recién en los últimos años. Además, actualmente se dispone de los productos de la predicción numérica del tiempo dados por los modelos dinámicos. Estos modelos proveen campos básicos pronosticados, y es aquí donde los métodos estadísticos se usan para interpretar estos pronósticos en términos de fenómenos meteorológicos de superficie, como es, por ejemplo, la precipitación (Paegle, 1974). Los métodos estadísticos de pronóstico

constituyen un puente entre las salidas operativas de los modelos numéricos y los elementos del tiempo en superficie.

El método de formulación de pronóstico estadístico que se emplea es el denominado "*perfect prog*" (Klein *et al* 1959). Para el uso de esta aproximación se debe disponer de una muestra extensa de observaciones de la tropósfera y/o análisis objetivos de las mismas. A través de distintos métodos estadísticos, tales como Análisis Discriminante Múltiple o Estimación de la Regresión de las Probabilidades de un Evento, se encuentran ecuaciones de regresión múltiple que relacionan la ocurrencia de precipitación (predictando) con las variables o los campos de flujo en la tropósfera media (predictores). Para aplicar las ecuaciones de diagnóstico "*perfect prog*" se sustituyen las variables analizadas de la muestra dependiente (original) por variables pronosticadas que son salidas del modelo dinámico (a 24, 48, 72 horas, etc.). Esta aproximación confía en la exactitud de los pronósticos del modelo (los considera perfectos y de allí su nombre "*perfect prog*"), y no tiene en cuenta las desviaciones sistemáticas e inexactitudes o el deterioro de las predicciones del modelo al aumentar el plazo del pronóstico.

Procedimiento para el desarrollo de técnicas estadísticas de predicción

En general, el procedimiento para el desarrollo de técnicas de pronóstico estadístico se centra en utilizar series de datos (ya sean observados o provenientes de campos analizados objetivamente) para definir relaciones empíricas entre el elemento meteorológico de interés (predictando) y un conjunto de variables meteorológicas (predictores), (Miller, 1977).

La información se separa en dos muestras: época fría, de mayo a octubre (753 días), y época cálida, de noviembre a abril (603 días), es decir, hay casi cinco inviernos y cuatro veranos en este conjunto de datos. La longitud de esta muestra satisface las condiciones propuestas por Carter (1986) quien demuestra que se

necesitan como mínimo tres estaciones y 6 meses de datos en cada una para derivar ecuaciones de regresión estables para evaluar probabilidad de precipitación .

Cualquiera sea la metodología estadística utilizada: Análisis Discriminante Múltiple (Miller,1962), Estimación de la Regresión de las Probabilidades de un Evento (Miller,1964), u otras, los pasos a seguir son los señalados a continuación:

- a) definir el predictando
- b) definir y seleccionar el conjunto de predictores
- c) obtener ecuaciones predictivas de regresión
- d) "testeo" de la bondad de ajuste de la ecuación de regresión

Una vez que se desarrolló la relación entre el predictando y los predictores, se debe examinar su calidad en términos de qué tan bien la ecuación predictiva se ajusta a la muestra dependiente (Brier, 1950; Glahn, Murphy, Wilson y Jensenius, 1991).

- e) implementación en forma operativa de las técnicas de pronóstico estadístico en la Oficina de Pronóstico para su uso diario
- f) verificación de los pronósticos en una muestra independiente

Definición del predictando

La variable a predecir probabilísticamente es la ocurrencia de precipitación diaria en una localidad dada y la misma se considera en forma categórica o no numérica. La ocurrencia y no ocurrencia de precipitación está definida como una variable binaria. Su valor es 1 si la cantidad de precipitación diaria concurrente con el día de análisis es 0.1 mm o más, y 0 si es menor que este valor.

Definición y selección del conjunto de predictores

Durante el proceso de selección de predictores el meteorólogo tiene la oportunidad de aplicar el conocimiento de las relaciones físicas y matemáticas entre los predictores y el predictando para optimizar los resultados. Por ello, del estudio climático-sinóptico de las variables disponibles y de sus configuraciones espacio-temporales en relación con la precipitación se eligen aquellos predictores que sean causa o condicionante de la precipitación y que estén altamente correlacionados con ella y, adicionalmente, sean independientes entre sí. Además estos predictores deben ser variables que estén disponibles en el momento de producir los pronósticos estadísticos (o sea, en tiempo operativo), y también sus valores pronosticados deberían ser confiables. Esta última condición de confiabilidad obviamente se satisface cuando se usan observaciones o variables de campos analizados como predictores, pero no necesariamente ocurre lo mismo cuando los predictores son variables surgidas de modelos dinámicos de pronóstico numérico (Wilson, 1989). Las alturas geopotenciales de 500 mb y sus pronósticos satisfacen en gran medida las condiciones mencionadas arriba, y es por ello que aquí se trabaja con estos campos de altura y con los campos de la variable derivada vorticidad geostrófica relativa por ser uno de los parámetros más vinculados a los movimientos verticales y con mejor señal sobre la precipitación, como se muestra en el Capítulo 2.

Las variables predictoras son series de vorticidad relativa en 500 mb en puntos de grilla, que han sido examinadas en el capítulo anterior. Es necesario reducir el número total de predictores a sólo aquellos que contengan información predictiva significativa y excluir del análisis a los predictores redundantes o no significativos. Por esta razón, se seleccionan como predictores de lluvia en un dado lugar a los tres valores de la vorticidad relativa de 500 mb en los puntos de grilla correspondientes a las zonas mejor correlacionadas con la precipitación en dicho lugar, y que al mismo tiempo son independientes entre sí. Estas variables contienen información que tiene en cuenta la situación sinóptica en la tropósfera media sintetizada a través de tres puntos. En la

Tabla 4.I se indican la latitud y longitud de los tres nodos seleccionados donde se evalúa la vorticidad relativa, predictores X_1 , X_2 y X_3 , respectivamente, para cada estación y período. En la Tabla 4.II se muestran los coeficientes de correlación lineal entre los predictores elegidos. Los valores del coeficiente de correlación lineal son significativamente distintos de cero al 1 % y al 5 % si son mayores en módulo a 0.14 y a 0.07, respectivamente. Por lo tanto, la nula o baja intercorrelación de los predictores asegura que no estén aportando la misma información en la ecuación predictiva.

La selección de los predictores se hace con criterio sinóptico (físico), también podría haberse hecho mediante un procedimiento de selección objetiva. Bengtsson (1976) aconseja la elección del conjunto de predictores sobre una base de las relaciones físicas existentes. Si el número de predictores es mayor, la selección se hace mediante la técnica de "screening" (Bryan, 1951). Para el análisis discriminante múltiple con dos categorías, esta selección se realiza mediante la distancia de Mahalanobis D^2 , y para más categorías, mediante la distancia de Mahalanobis generalizada o test de Rao (Miller, 1962). No obstante, Klein (1985) demuestra que una ecuación regresiva con unos pocos predictores seleccionados sobre una base subjetiva tiene mejores resultados que ecuaciones más largas con selección proveniente de otros métodos objetivos.

Estación	invierno			verano		
	X ₁	X ₂	X ₃	X ₁	X ₂	X ₃
Buenos Aires	36.5°S,73.9°W	35.7°S,51.2°W	27.8°S,72.3°W	38.8°S,74.1°W	38.0°S,51.0°W	27.8°S,72.3°W
Salta	43.5°S,75.1°W	41.6°S,59.1°W	21.5°S,71.5°W	43.5°S,75.1°W	39.0°S,62.2°W	28.7°S,50.8°W
Resistencia	29.9°S,72.7°W	41.9°S,62.2°W	27.1°S,53.9°W	34.6°S,65.3°W	25.0°S,54.5°W	24.0°S,63.2°W
Córdoba	31.7°S,75.5°W	29.5°S,55.7°W	23.6°S,72.0°W	36.5°S,73.9°W	34.0°S,54.6°W	27.8°S,72.3°W
Paraná	34.1°S,73.2°W	25.0°S,54.5°W	35.7°S,51.2°W	36.5°S,73.9°W	32.0°S,55.4°W	27.8°S,72.3°W
Santa Rosa	38.2°S,77.0°W	35.7°S,51.2°W	59.0°S,65.2°W	41.0°S,75.0°W	39.0°S,62.2°W	27.8°S,72.3°W
Azul	38.8°S,74.1°W	35.7°S,51.2°W	27.8°S,72.3°W	38.8°S,74.1°W	38.3°S,53.7°W	27.8°S,72.3°W
Neuquén	38.2°S,77.0°W	59.0°S,71.0°W	35.7°S,51.2°W	38.2°S,77.0°W	56.5°S,70.8°W	26.0°S,61.0°W
Bahía Blanca	38.2°S,77.0°W	41.0°S,53.0°W	56.9°S,65.1°W	38.8°S,74.1°W	38.3°S,53.7°W	49.2°S,61.9°W
Bariloche	45.8°S,73.0°W	36.8°S,71.0°W	25.8°S,72.0°W	43.5°S,75.1°W	39.3°S,65.2°W	59.2°S,65.2°W
C. Rivadavia	45.8°S,73.0°W	51.6°S,65.1°W	58.5°S,75.9°W	46.4°S,68.5°W	59.0°S,71.0°W	24.0°S,65.2°W

Tabla 4.I. Latitud y longitud de los nodos donde se evalúan los predictores X₁, X₂ y X₃ para cada estación y período.

Estación	invierno			verano		
	r_{12}	r_{23}	r_{13}	r_{12}	r_{23}	r_{13}
Buenos Aires	-0.05	-0.09	0.19	-0.01	-0.30	0.02
Salta	-0.11	-0.00	0.01	-0.15	-0.10	-0.08
Resistencia	0.12	-0.09	-0.05	-0.01	0.00	-0.12
Córdoba	-0.06	-0.05	-0.06	-0.08	-0.22	0.11
Paraná	-0.13	-0.11	0.13	-0.09	-0.23	0.11
Santa Rosa	-0.13	-0.17	-0.04	-0.18	-0.18	0.06
Azul	-0.11	-0.17	0.18	0.04	-0.30	0.01
Neuquén	-0.16	-0.15	-0.03	-0.21	-0.06	0.03
Bahía Blanca	-0.07	-0.17	-0.03	0.02	-0.00	0.03
Bariloche	-0.20	-0.02	-0.12	-0.22	-0.15	-0.06
C. Rivadavia	0.15	-0.06	-0.21	-0.21	0.03	0.03

Tabla 4.II. Coeficientes de correlación entre predictores para cada estación y período.

Análisis Discriminante Múltiple

El Análisis Discriminante Múltiple (MDA) es una técnica estadística lineal que está diseñada para determinar a qué categoría del predictando pertenece un evento, dependiendo del valor de uno o más predictores. Esta técnica es adecuada para el pronóstico de elementos no numéricos, como en este caso la ocurrencia o no ocurrencia de precipitación (grupo 1: *sí* precipitación, grupo 2: *no* precipitación). La elección de estos dos grupos obedece a la limitación en la cantidad de información de la muestra, ya que separar en más categorías no daría resultados confiables. Sintéticamente, la técnica de Análisis Discriminante Múltiple determina las combinaciones lineales (funciones discriminantes) de los predictores para los cuales se maximiza la separación de las categorías del predictando (Miller 1962). Una descripción completa de la teoría del MDA está presentada en der Megreditchian (1981). Esta técnica ha sido aplicada en forma exitosa para pronósticos de probabilidad de precipitación en Suiza (Altherr *et al*, 1982) y en Canadá (Wilson y Yacowar, 1980; Wilson y Stanski, 1983).

Aquí, la aplicación de esta técnica al pronóstico de precipitación se realiza para todas las estaciones meteorológicas citadas previamente, y para los períodos frío y cálido, siendo las variables predictoras la vorticidad relativa en 500 mb en distintos puntos de grilla.

Autovalores y autovectores

En la Tabla 4.III se muestran los autovalores λ_j ($j=1, \dots$, mínimo $[G-1, P]$) correspondientes a cada función discriminante Y , donde G es el número de grupos y P es el número de predictores (2 y 3, respectivamente).

Para evaluar la significancia estadística de los autovalores se utiliza el *test* de las raíces (Miller, 1962). Se asume que el estadístico

$$r = \left[n - \frac{1}{2}(P + G) * \ln(1 + \lambda) \right]$$

tiene una distribución χ^2 ($P+G-2$), donde n es el número de datos menos 1. El valor del χ^2 crítico es 11.35 y 7.81 a. Cabe aclarar que cuanto mayor es el autovalor, mejor es la separación entre categorías.

En la Tabla 4.III también se muestran los autovectores \mathbf{b}_j , $j=1,\dots,P$, producidos por cada autovalor, cuyos elementos son los coeficientes en la ecuación lineal que define cada función discriminante.

Función discriminante Y

Para evaluar el poder discriminatorio de las nuevas variables, funciones discriminantes \mathbf{Y} , con respecto a los casos de ocurrencia y no ocurrencia de precipitación, se calculan los coeficientes de correlación biserial entre \mathbf{Y} y la precipitación, con sus respectivos estadísticos *t-Student* (el valor crítico de t es 2.56 al 99 % de nivel de confianza). El error del coeficiente de correlación biserial es en todos casos 0.05. Los resultados se muestran en la Tabla 4.IV. Se puede observar que todos los coeficientes son significativos al 1 % y que, además, en todos los casos superan a los coeficientes de correlación biserial individuales de cada variable predictora; es decir, la nueva variable \mathbf{Y} que es combinación lineal de los predictores individuales posee, como era de esperar, mayor poder discriminatorio y, en consecuencia, mayor poder predictivo.

Es interesante notar que en invierno, la estación que mejor discrimina los eventos de ocurrencia y no ocurrencia de precipitación es Bariloche. Esta estación se encuentra dentro del régimen de latitudes medias y está poco afectada por la subsidencia provocada por la cordillera; por lo tanto, su precipitación está muy asociada a las perturbaciones sinópticas en 500 mb, y de allí la buena aproximación del método.

Las estaciones costeras, tanto Bahía Blanca como Comodoro Rivadavia son las que presentan menor correlación biserial en la función discriminante Y . Esto puede deberse a que la precipitación en estas zonas se encuentra afectada por los efectos de la circulación marítima.

Córdoba también exhibe un coeficiente de correlación biserial bajo respecto a las demás estaciones. Una razón podría ser que en invierno existen en esta localidad precipitaciones ligeras con circulación del sudeste (con el anticiclón en superficie centrado hacia el sur) que no están asociadas a la parte delantera de la vaguada en 500 mb.

Por otro lado, se puede observar que, exceptuando Salta y las estaciones costeras, el coeficiente de correlación biserial aumenta hacia el sur indicando que con el aumento de latitud las perturbaciones transientes son más importantes e intensas, y como consecuencia más responsables de la precipitación.

En verano, en general, los coeficientes de correlación biserial se incrementan algo, lo cual se traduce en una mejor capacidad de predicción de la función discriminante Y . Una posible explicación podría ser que en esta época del año la humedad necesaria para la producción de precipitación se halla climatológicamente disponible y, por esa razón, sólo se necesitaría un mecanismo de ascenso provisto por la advección de vorticidad ciclónica en 500 mb.

Estación	invierno				
	λ	r	$b_1*(10^4)$	$b_2*(10^4)$	$b_3*(10^4)$
Buenos Aires	0.109	77.6	-2.10	1.99	0.17
Salta	0.113	80.3	2.91	-1.67	-2.90
Resistencia	0.096	69.0	-1.50	-1.87	2.18
Córdoba	0.065	47.6	-2.20	2.14	-1.30
Paraná	0.119	84.0	-2.27	2.21	1.51
Santa Rosa	0.119	84.5	-2.84	1.35	0.87
Azul	0.103	73.6	-1.99	1.55	1.42
Neuquén	0.099	71.1	-2.44	1.22	0.85
Bahía Blanca	0.066	48.3	-1.89	1.07	0.70
Bariloche	0.213	145.1	-2.89	1.50	2.32
C. Rivadavia	0.073	52.9	-1.16	-0.71	1.24

Estación	verano				
	λ	r	$b_1*(10^4)$	$b_2*(10^4)$	$b_3*(10^4)$
Buenos Aires	0.108	61.6	-2.74	3.22	1.85
Salta	0.124	70.3	2.79	-1.67	2.63
Resistencia	0.117	66.2	-3.57	3.66	-2.84
Córdoba	0.182	100.5	-5.29	1.65	1.80
Paraná	0.152	84.8	-3.69	3.62	1.91
Santa Rosa	0.112	63.6	-3.20	1.77	2.62
Azul	0.103	58.6	-2.81	2.20	2.67
Neuquén	0.181	99.8	-6.12	2.09	-2.54
Bahía Blanca	0.069	39.9	-2.94	1.21	1.03
Bariloche	0.180	99.5	-5.28	1.12	1.06
C. Rivadavia	0.071	40.9	-2.25	1.32	-3.37

Tabla 4.III. Autovalores (λ), estadístico asociado (r) y autovectores ($\mathbf{b}=(b_1,b_2,b_3)$) para cada estación y período.

Estación	invierno		verano	
	r_{bis}	t	r_{bis}	t
Buenos Aires	0.42	9.0	0.44	8.8
Salta	0.50	9.2	0.42	8.6
Resistencia	0.40	8.5	0.42	8.4
Córdoba	0.38	7.0	0.51	10.5
Paraná	0.45	9.4	0.48	9.5
Santa Rosa	0.47	9.4	0.42	8.2
Azul	0.42	8.8	0.41	7.8
Neuquén	0.44	8.6	0.60	10.4
Bahía Blanca	0.35	7.1	0.34	6.4
Bariloche	0.53	12.7	0.57	10.4
C. Rivadavia	0.37	7.4	0.39	6.5

Tabla 4. IV. Coeficientes de correlación biserial entre la función discriminante y la precipitación (r_{bis}) y estadístico *t-Student* (t) para cada estación y período.

Distribución de frecuencias relativas de la función discriminante Y para los casos de ocurrencia y no ocurrencia de precipitación

Una forma de visualizar cuán separados están los valores obtenidos de la función discriminante **Y** evaluada sobre la muestra dependiente en los casos en que precipita y no precipita es a través de sus distribuciones de frecuencias relativas. Las medias y desviaciones standard de **Y** para ambos casos, para cada estación y período se presentan en la Tabla 4.V (todas las medias son estadísticamente diferentes entre categorías como se observó en el punto anterior, ver Tabla 4.IV).

Como el coeficiente de correlación biserial es una medida del grado de separación de las medias de los dos grupos involucrados, en las estaciones donde éste aumenta en verano con respecto al invierno se observa obviamente que las medias de **Y** están más separadas. Otro hecho interesante es el aumento de las desviaciones standard de **Y** en verano, especialmente en Neuquén y Bariloche.

Las Figuras 4.1 a 4.11 muestran las distribuciones frecuencias relativas de **Y** para cada estación y período: a) semestre frío y b) semestre cálido. Para todas las estaciones, y especialmente en invierno, las distribuciones de **Y** para *sí* precipitación y *no* precipitación son gaussianas y se encuentran separadas significativamente, como es de esperar dado que **Y** es precisamente la combinación lineal de predictores que mejor discrimina ambos casos. Los mejores ejemplos de esto último están dados por Santa Rosa (Fig. 4.6a) y Bariloche (Fig. 4.10a) en invierno.

Exceptuando Salta, las distribuciones son platicúrticas (o más achatadas que estiradas) en verano. Las estaciones donde esta característica es más notable son Neuquén (Fig. 4.8b) y Bariloche (Fig. 4.10b), a tal punto que la escala usada no es estrictamente la adecuada, lo que se refleja en los extremos que son suma de frecuencias de los intervalos exteriores. Esto indica que en verano la función discriminante toma valores más extremos, lo que conlleva a una mejor definición del pronóstico (las probabilidades se acercan más a 0 % o a 100 %). La razón física de

por qué ocurre esto podría estar relacionada con la longitud de onda de las perturbaciones sinópticas y su intensidad relativa.

No solamente las estaciones típicamente de latitudes medias presentan una buena separación de las distribuciones de Y , que responden directamente al predictor dinámico elegido, sino también estaciones como Resistencia (Fig. 4.3) que pertenece al régimen subtropical muestran una significativa discriminación tanto en invierno como en verano, particularmente. No obstante, en el semestre frío (Fig. 4.3a) las frecuencias relativas son altas en el intervalo central, lo cual indica que hay muchos casos donde la probabilidad de precipitación va a estar alrededor del 50 %, que en términos de pronóstico no ayuda a definir. En verano (Fig. 4.3b), esto último no ocurre. Las perturbaciones en la tropósfera media tienen bastante influencia en la producción de precipitación aún en las zonas del noreste subtropical argentino.

La función discriminante en Paraná es la que exhibe el más aceptable poder predictivo a lo largo de todo el año (Fig. 4.5a y b), después de Bariloche (Fig. 4.10). También Santa Rosa (Fig. 4.6) muestra una muy buena separación entre distribuciones que, por otro lado, tiende a predecir en forma clara probabilidades de precipitación por encima o por debajo del 50 %. En la región mediterránea los pronósticos en el semestre cálido podrían llegar a ser muy buenos, como se observa para Córdoba en la Fig. 4.4b.

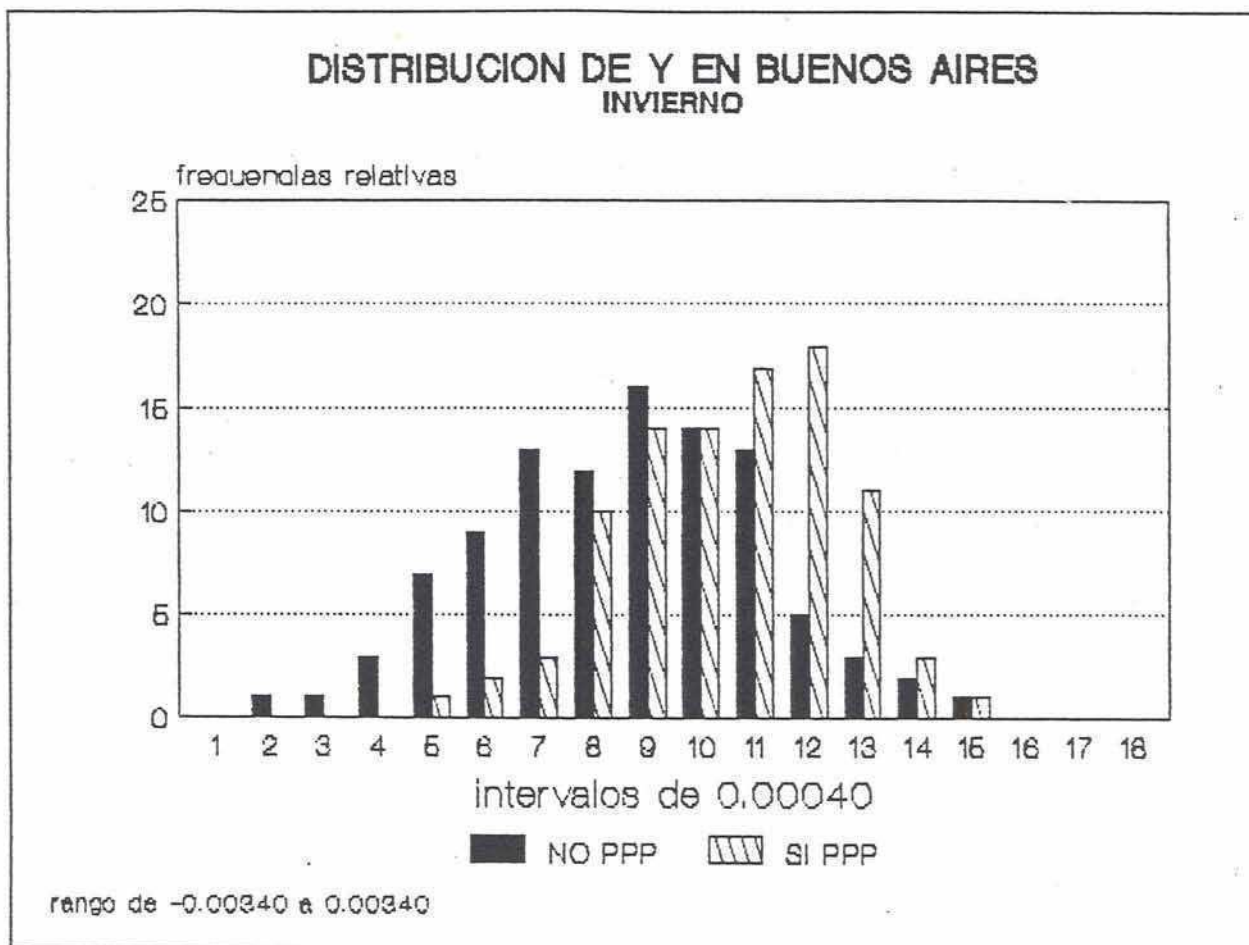
Dentro de la provincia de Buenos Aires los resultados más aceptables se dan en Buenos Aires (Fig. 4.1), luego Azul (Fig. 4.7) y por último en Bahía Blanca (Fig. 4.9). En las estaciones costeras influyen otros factores en la determinación de la precipitación, por lo que tanto en Com. Rivadavia (Fig. 4.11) como en Bahía Blanca (Fig. 4.9) la separación es pobre.

Las distribuciones en Salta (Fig. 4.2) están más separadas en invierno que en verano. Esto se debería a que en invierno es, en efecto, necesaria una situación en 500 mb particular para que precipite en esa zona (ver configuraciones de anomalías de vorticidad para Salta, Fig. 3.10), mientras que en verano la mayor parte de la precipitación es debida al ascenso forzado por la orografía (aunque no debe descartarse la influencia de 500 mb).

Estación	invierno			
	sí pp		no pp	
	\bar{Y}	s	\bar{Y}	s
Buenos Aires	3.7	8.8	-3.6	10.2
Salta	6.4	11.8	-6.4	13.2
Resistencia	3.3	8.7	-3.3	9.6
Córdoba	3.4	10.6	-3.4	9.4
Paraná	4.6	10.1	-4.6	11.3
Santa Rosa	5.2	11.1	-5.2	11.9
Azul	3.8	9.2	-3.8	10.3
Neuquén	4.5	11.5	-4.5	10.8
Bahía Blanca	2.5	8.0	-2.5	8.2
Bariloche	5.9	11.6	-6.0	13.2
C. Rivadavia	3.0	9.2	-3.0	9.0

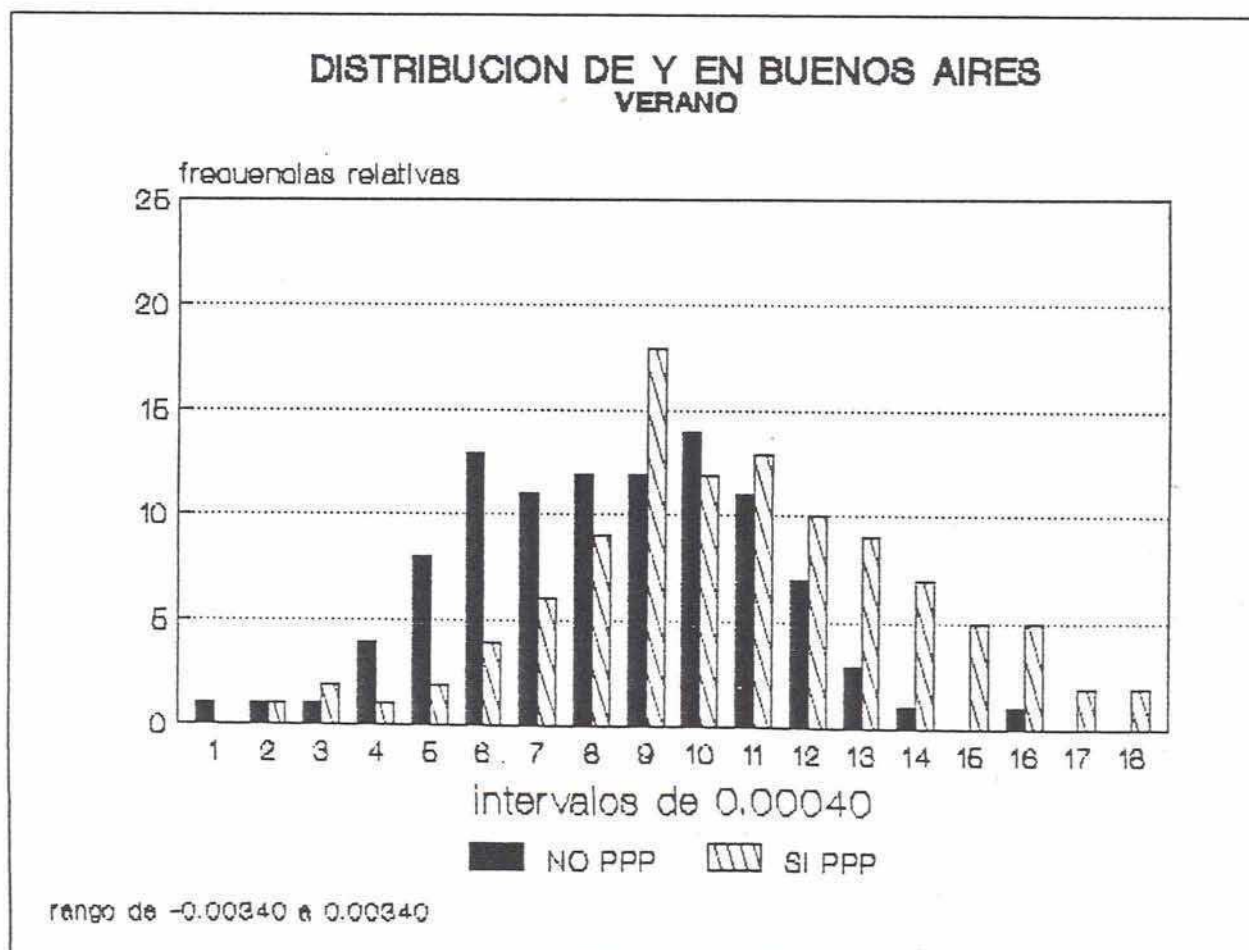
Estación	verano			
	sí pp		no pp	
	\bar{Y}	s	\bar{Y}	s
Buenos Aires	4.3	12.4	-4.7	11.5
Salta	4.1	10.5	-4.1	12.7
Resistencia	4.2	11.0	-4.2	12.3
Córdoba	6.6	15.4	-6.6	14.5
Paraná	6.1	13.4	-6.1	14.5
Santa Rosa	4.7	11.7	-4.7	12.8
Azul	4.3	12.5	-4.3	11.7
Neuquén	12.1	21.1	-12.1	19.8
Bahía Blanca	2.9	10.3	-2.9	9.7
Bariloche	10.1	19.0	-10.1	18.1
C. Rivadavia	4.6	11.4	-4.5	12.5

Tabla 4.V. Medias y desviaciones standard de la función discriminante Y (10^{-4}) para sí precipitación y no precipitación, para cada estación y período.

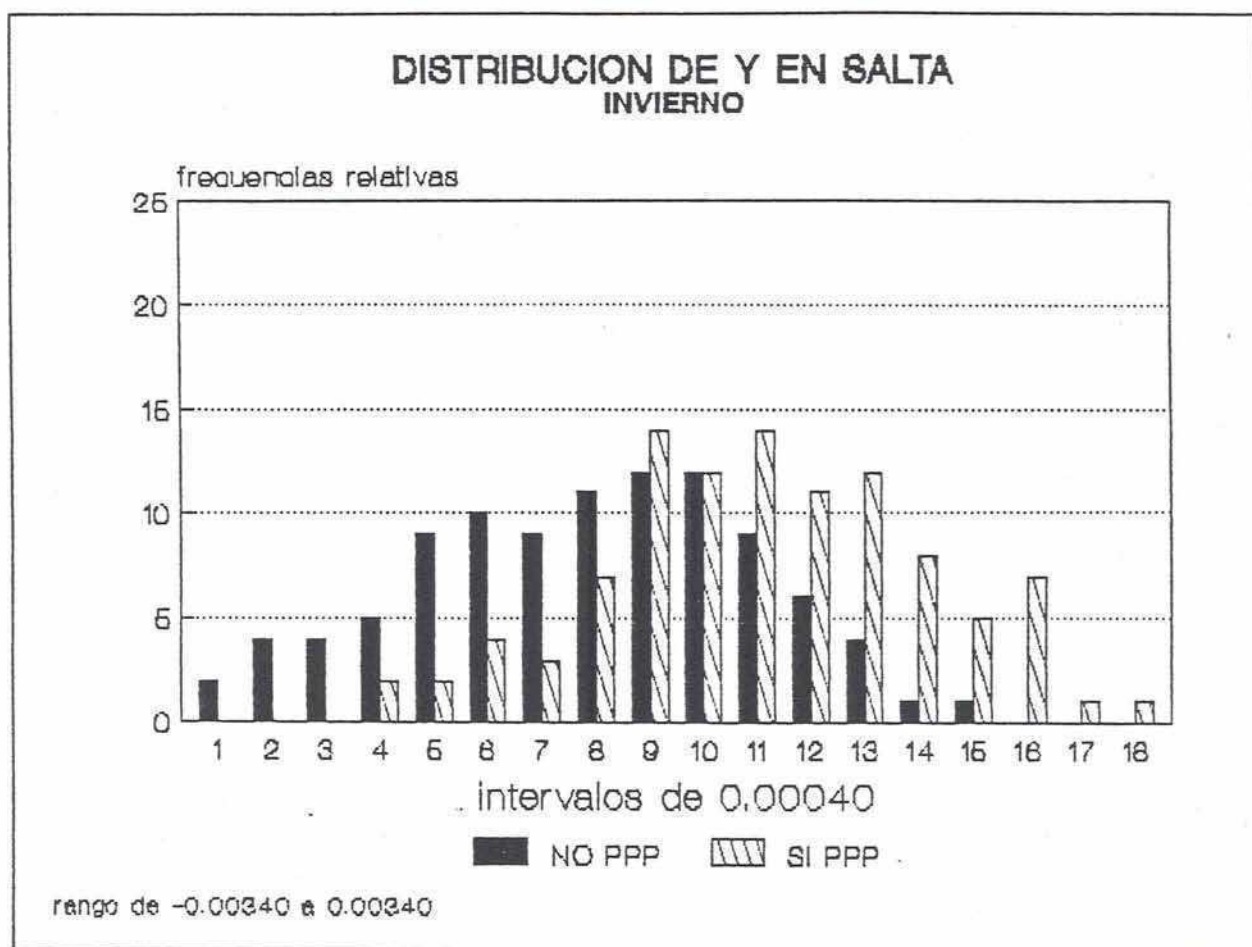


a)

Fig. 4.1. Distribuciones de frecuencias relativas de la función discriminante Y para sí y no precipitación en Buenos Aires a) durante el semestre frío y b) durante el semestre cálido.

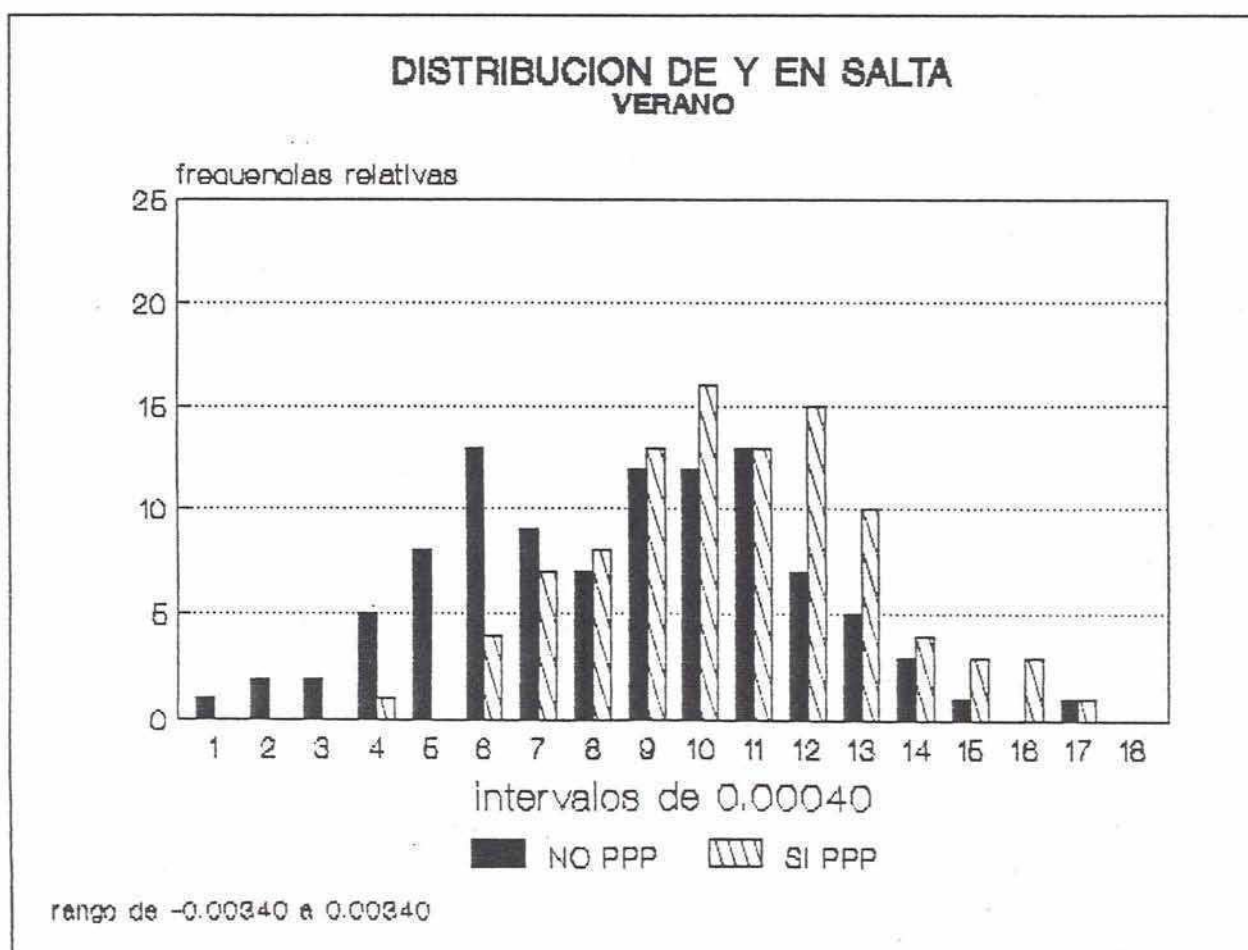


b)

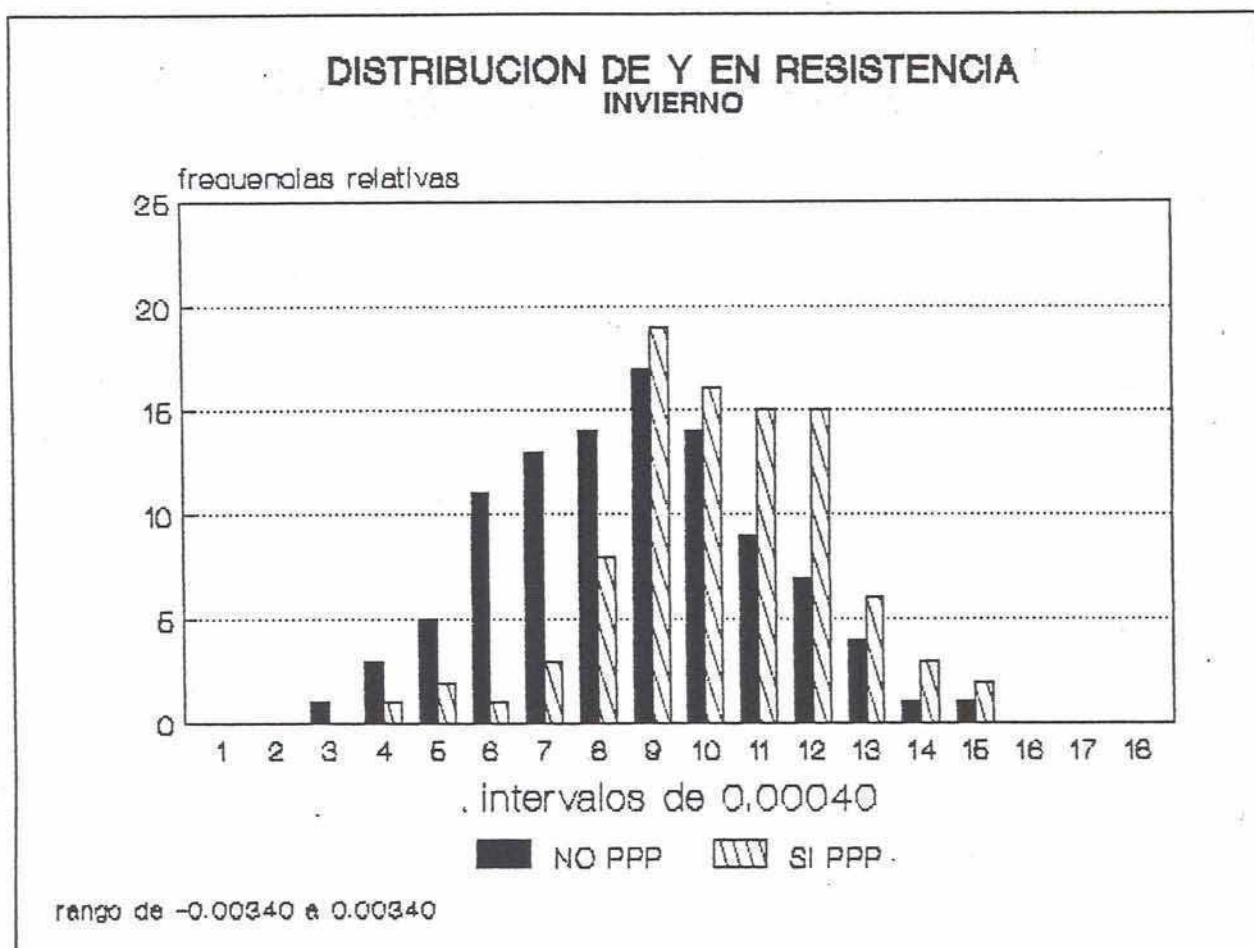


a)

Fig. 4.2. Idem Fig. 4.1, en Salta.

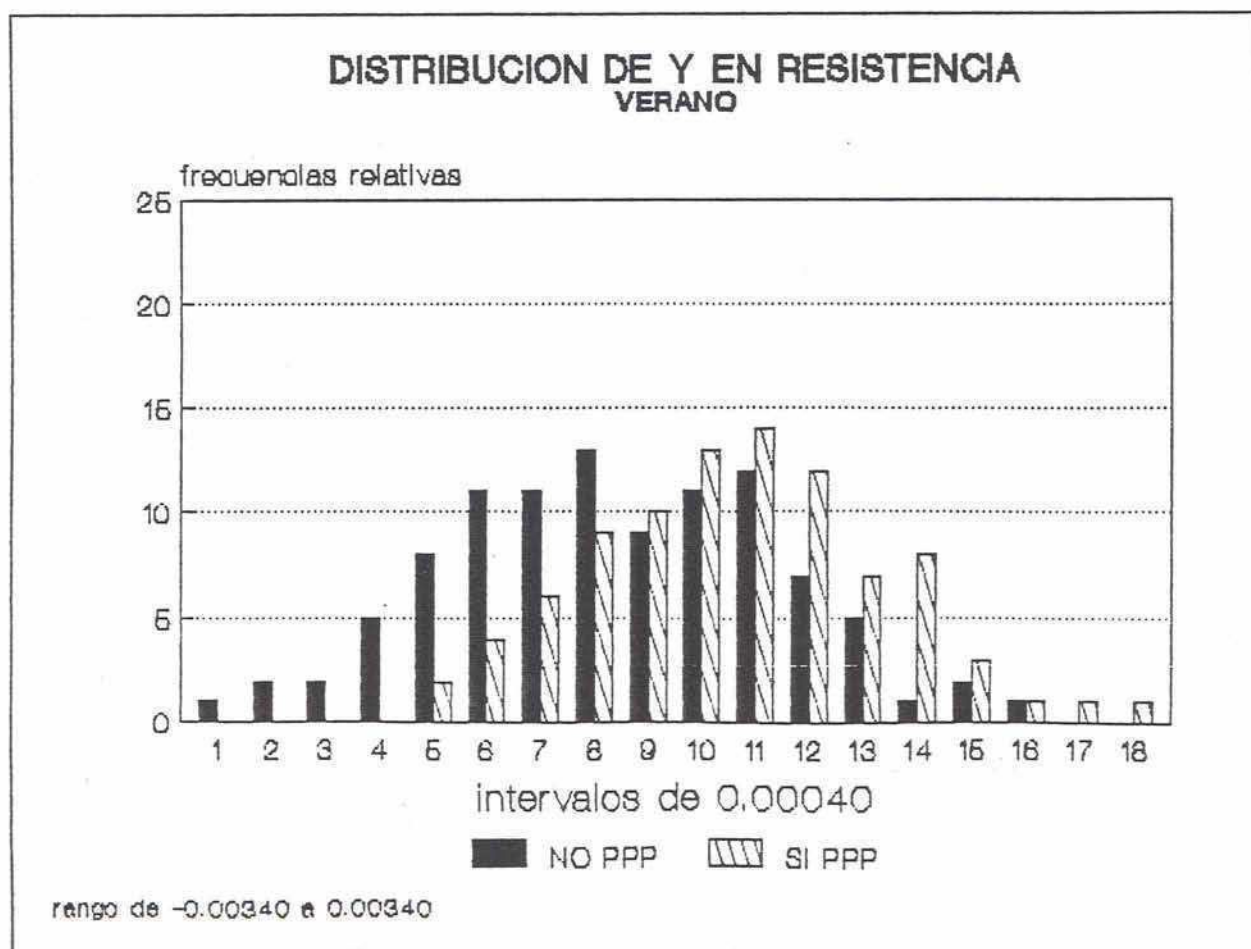


b)

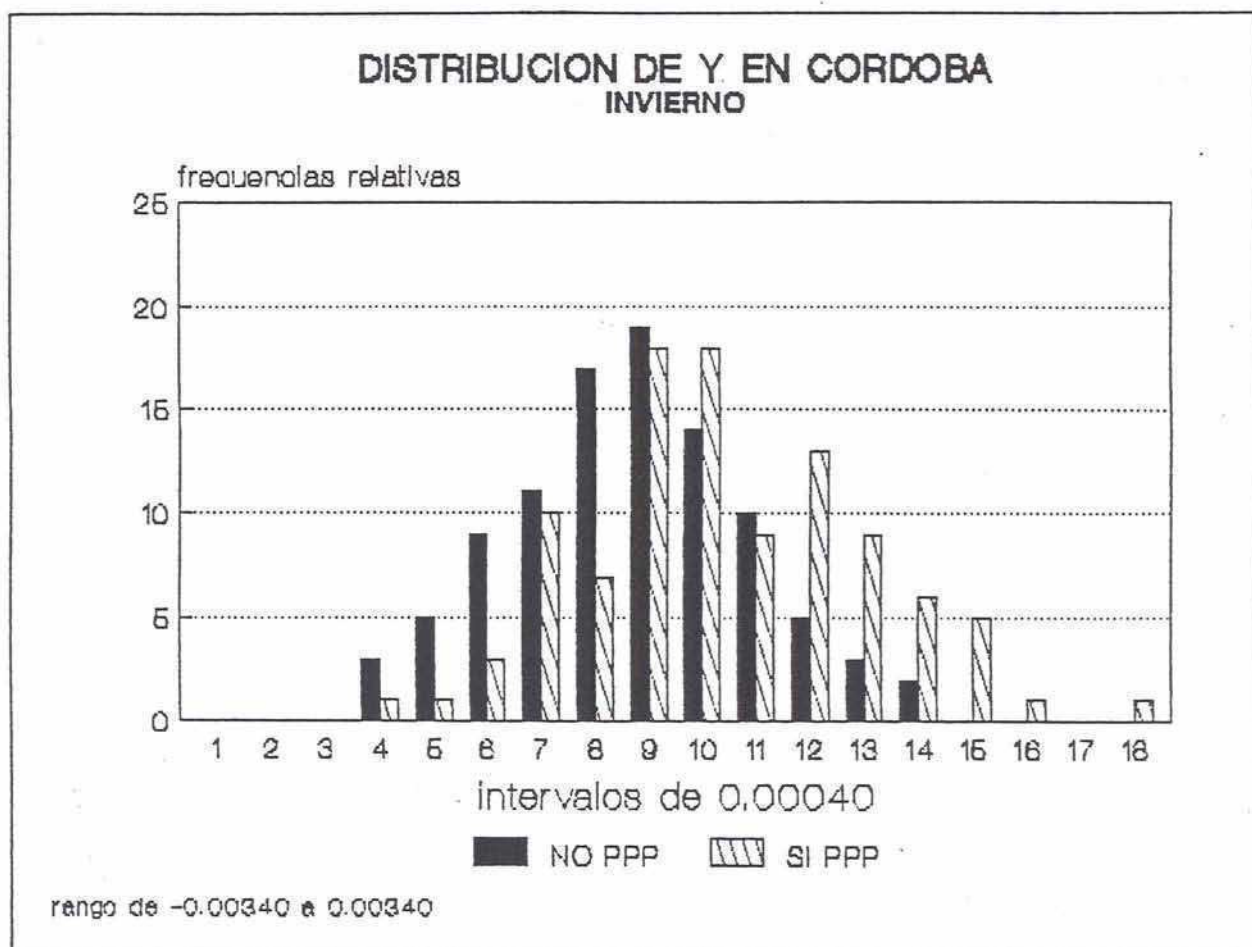


a)

Fig. 4.3. Idem Fig. 4.1, en Resistencia.

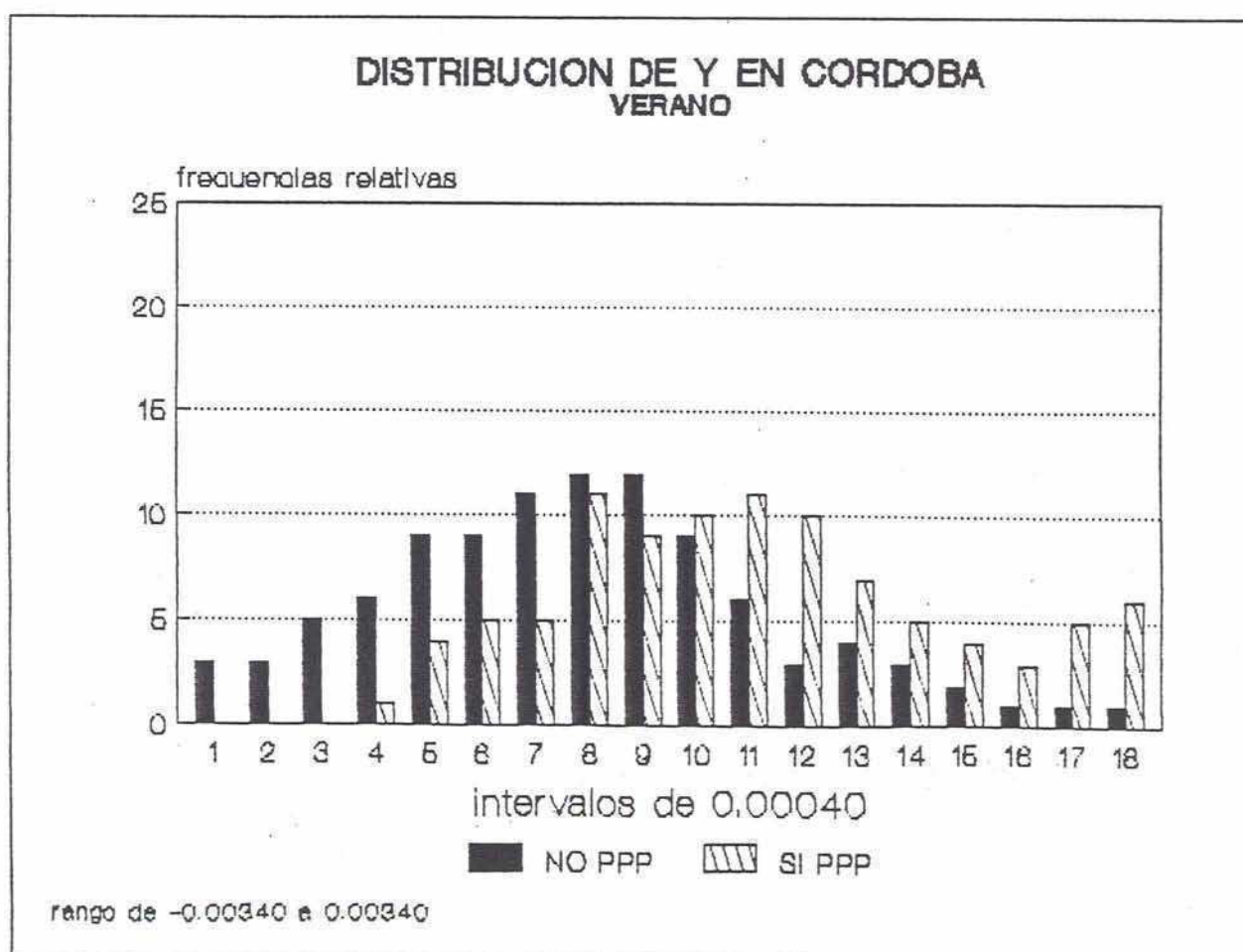


b)

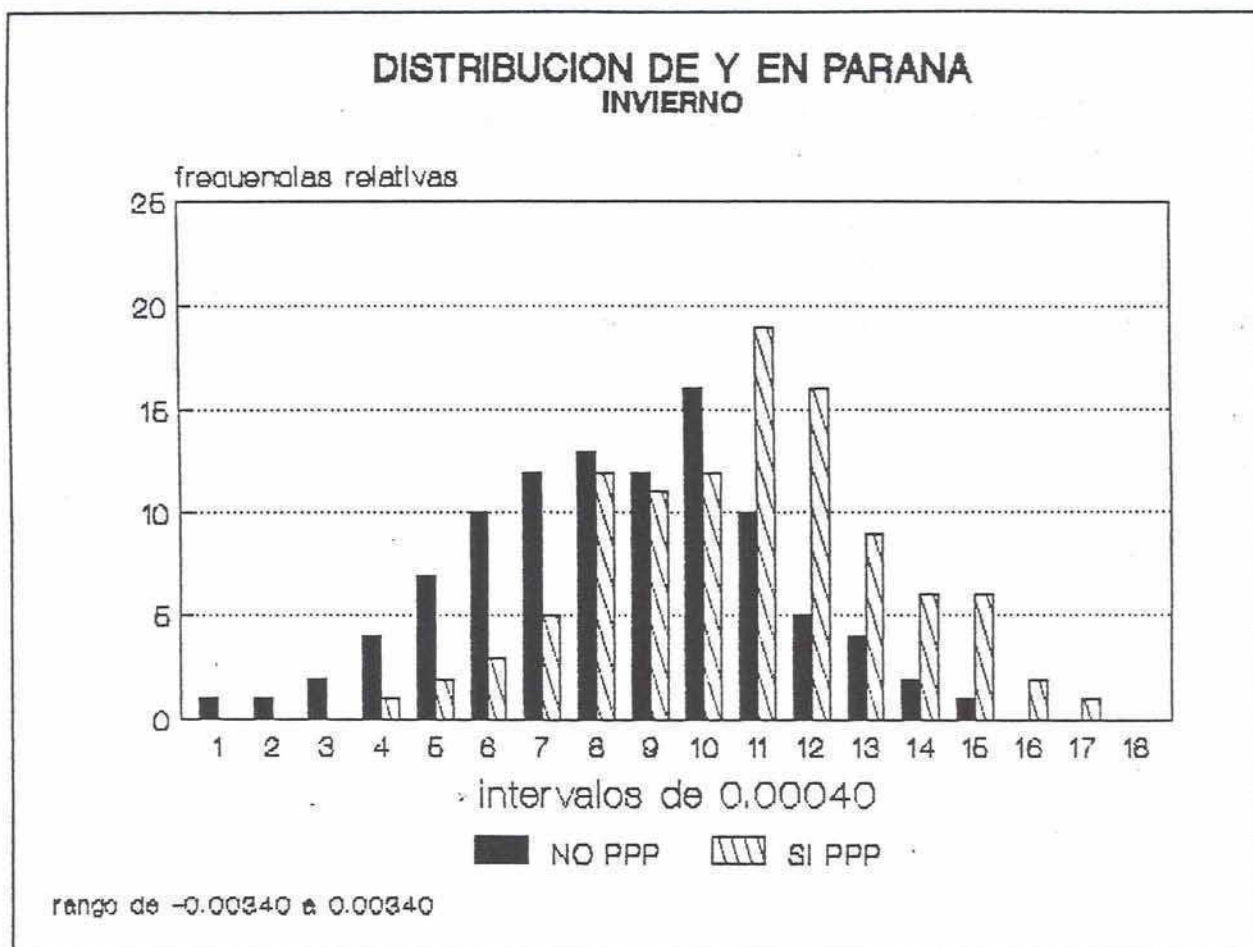


a)

Fig. 4.4. Idem Fig. 4.1, en Córdoba.

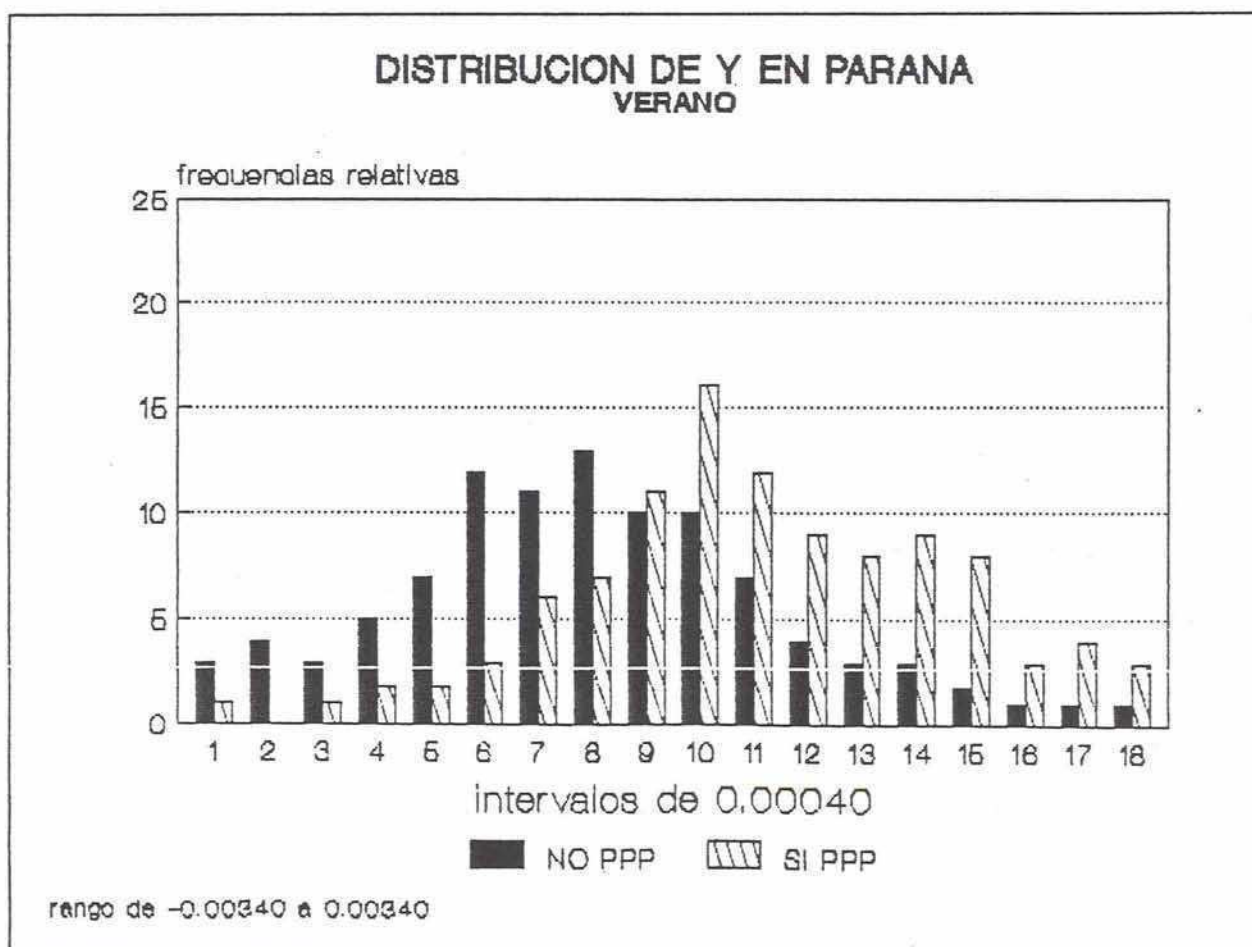


b)

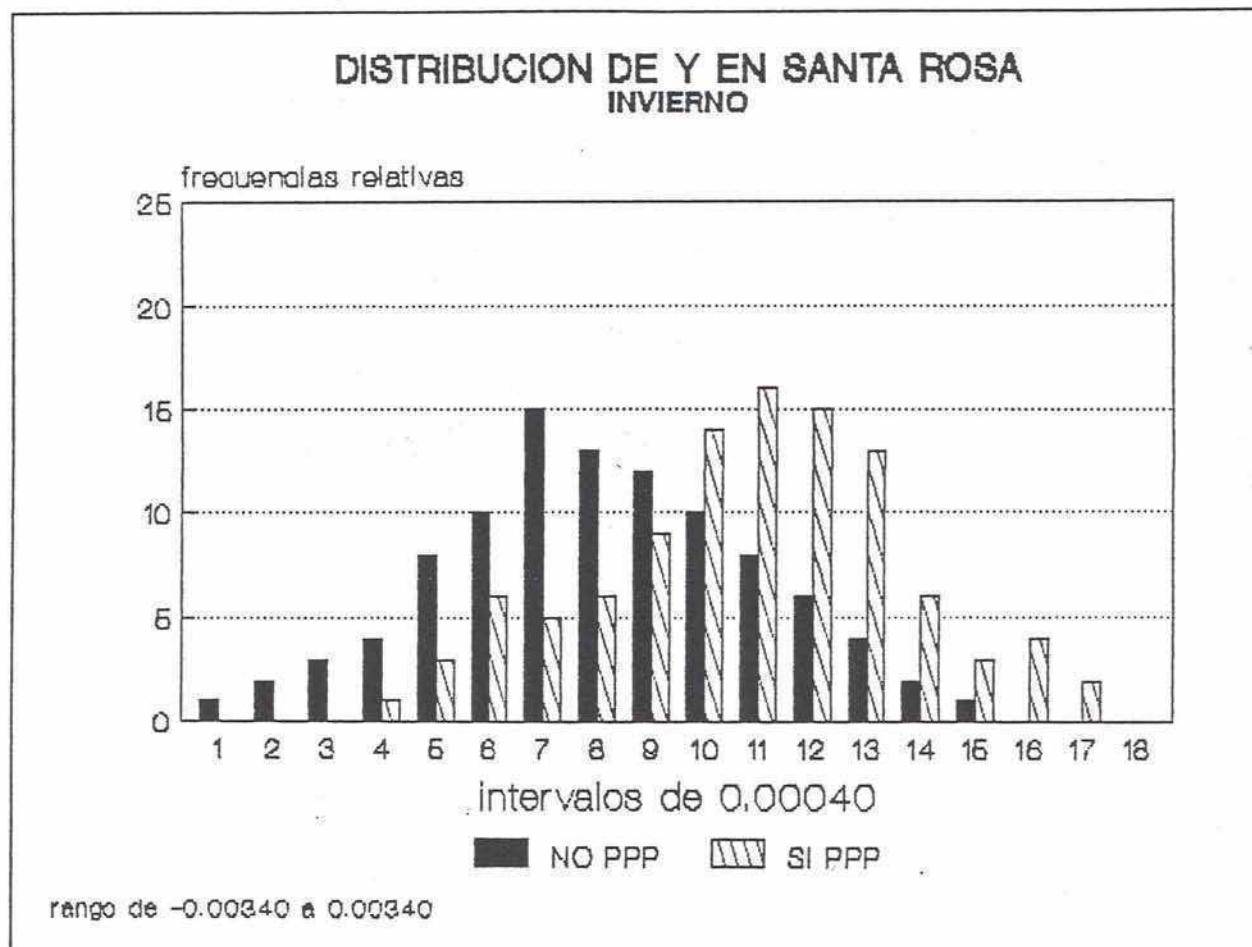


a)

Fig. 4.5. Idem Fig. 4.1, en Paraná.

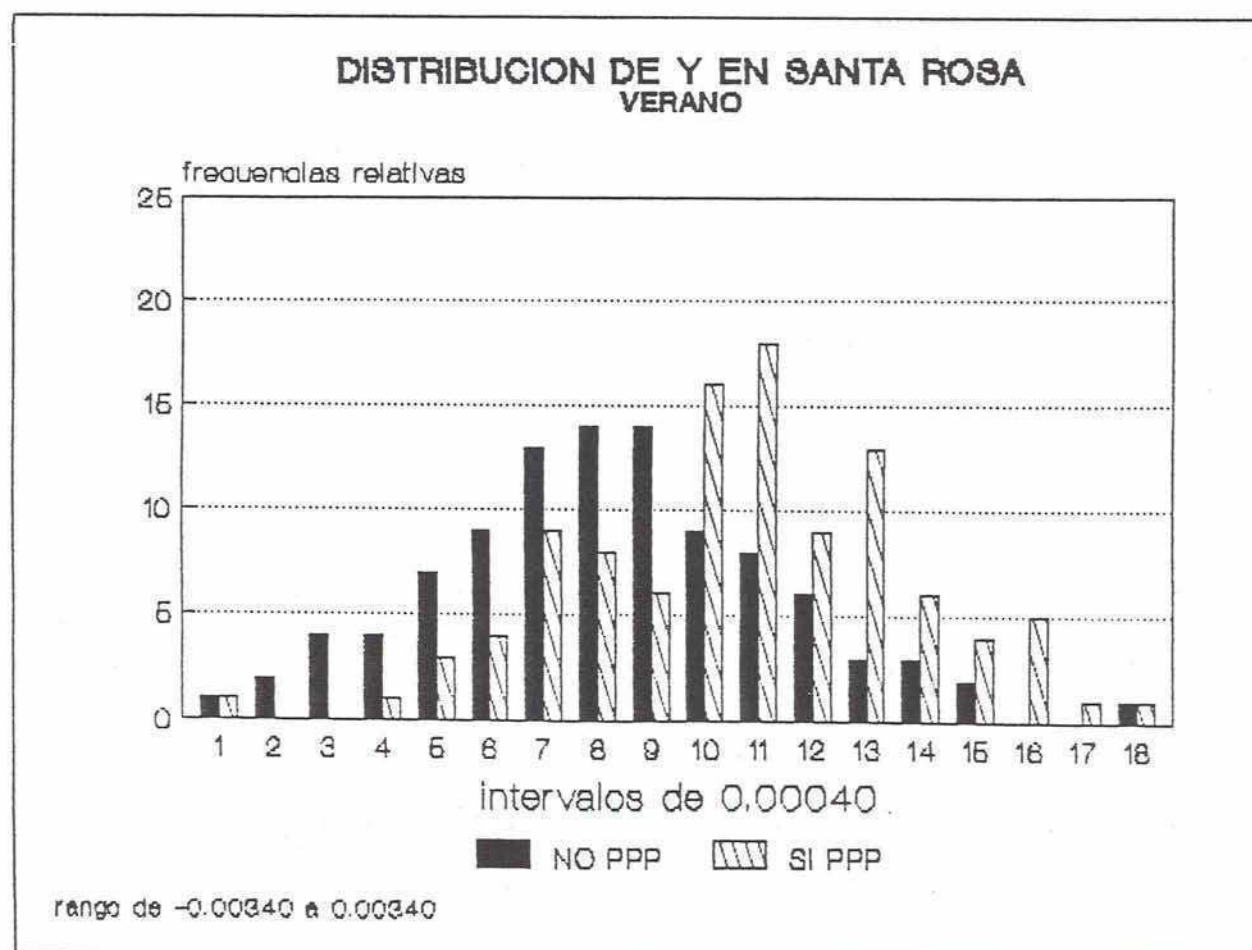


b)

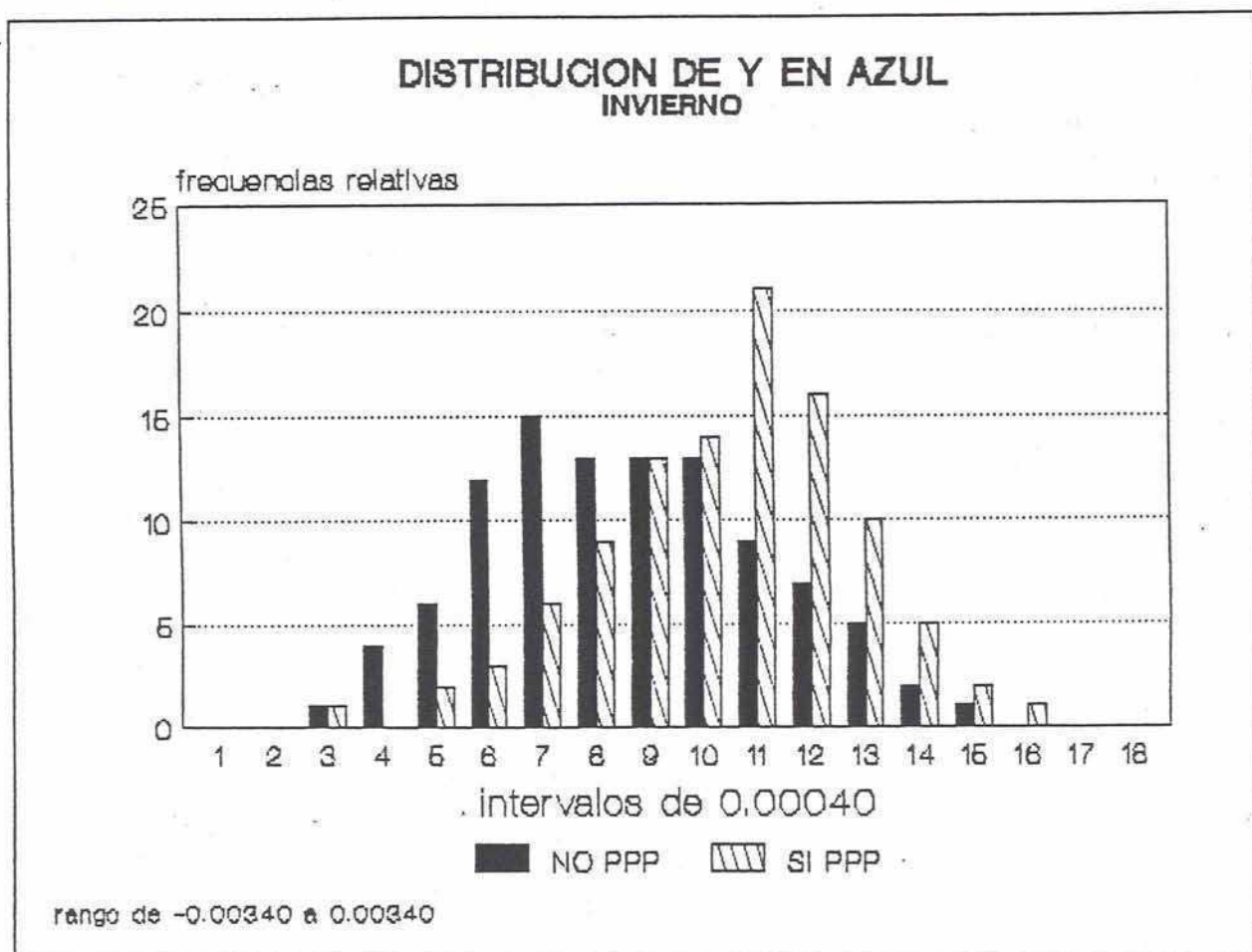


a)

Fig. 4.6. Idem Fig. 4.1, en Santa Rosa.

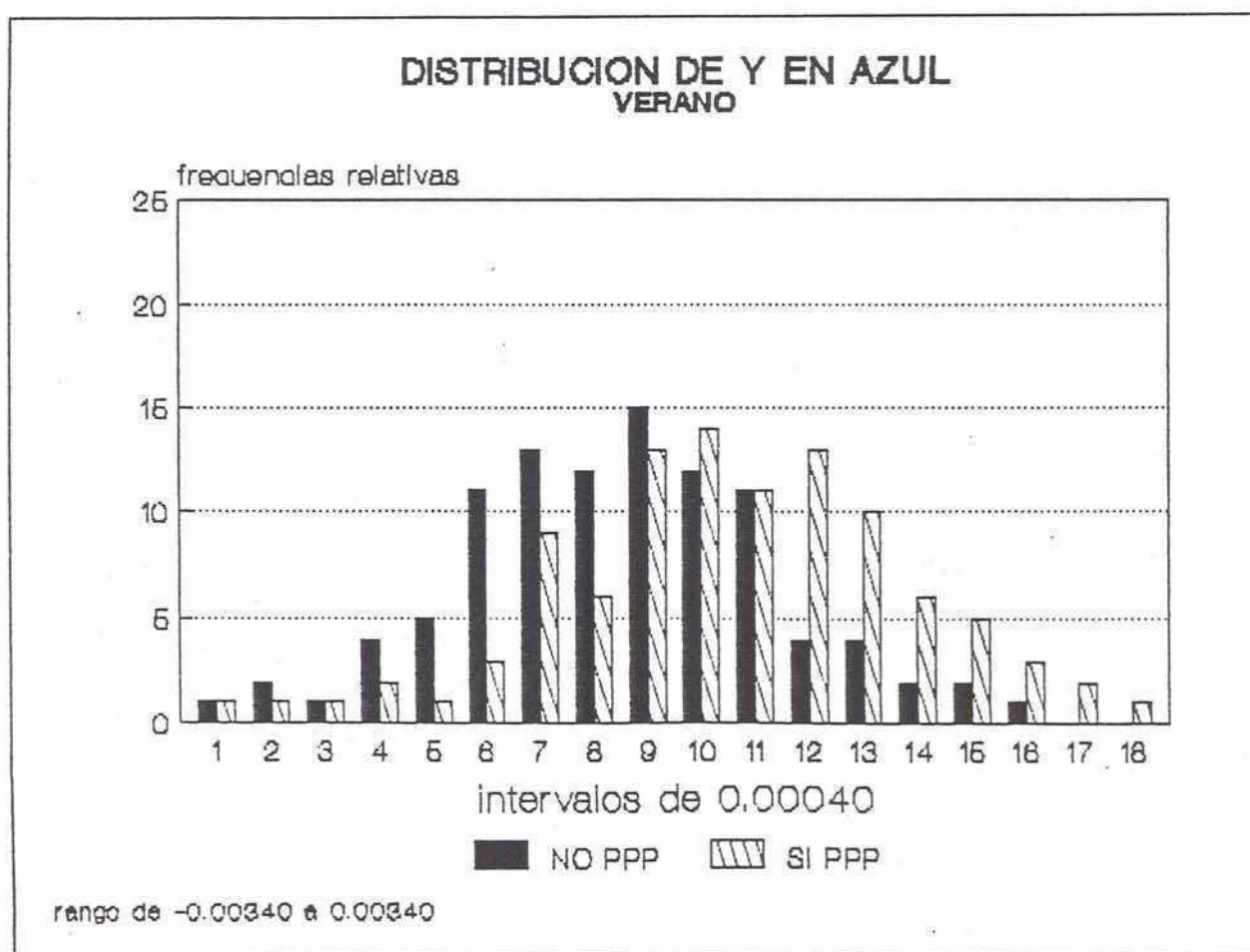


b)



a)

Fig. 4.7. Idem Fig. 4.1, en Azul.



b)

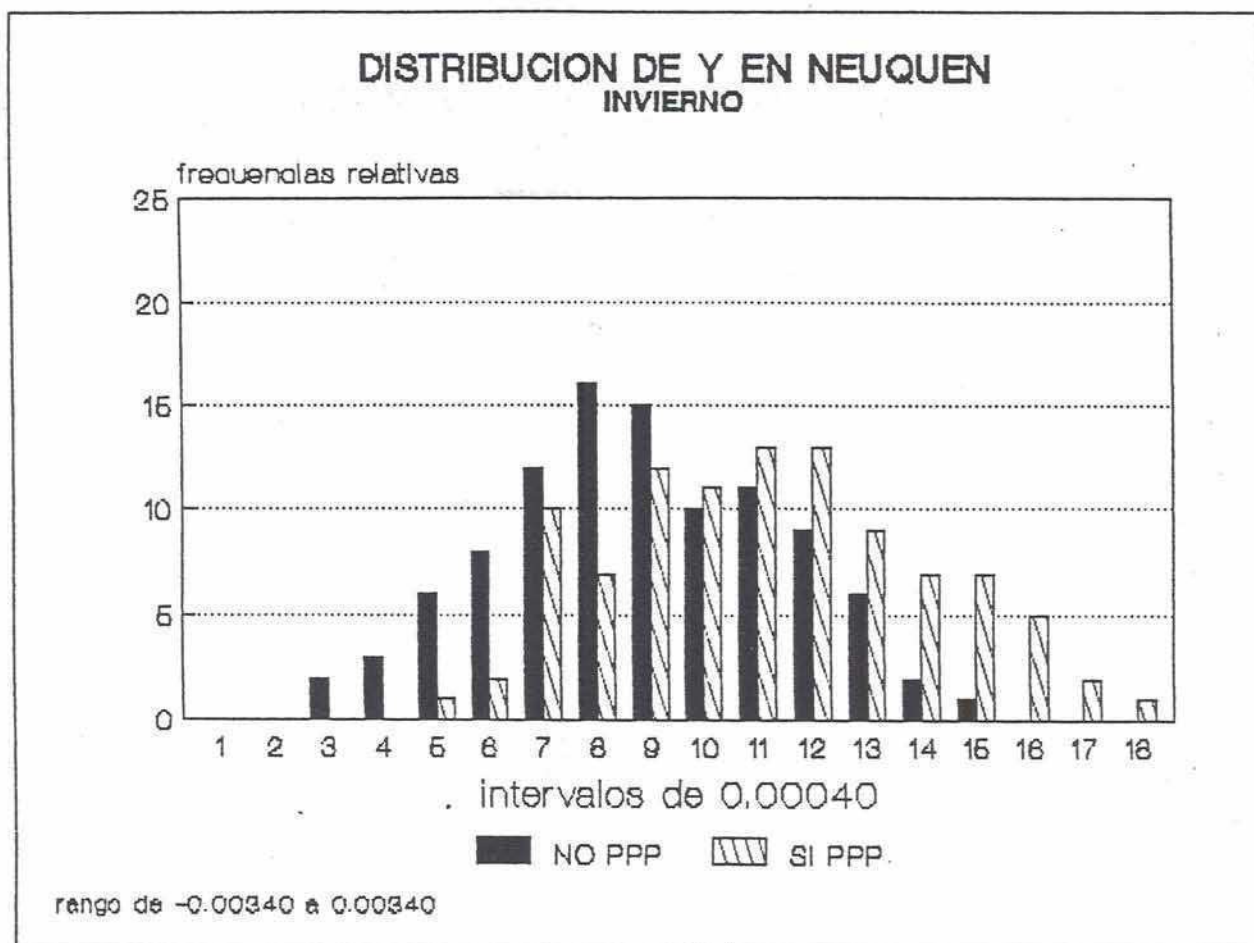
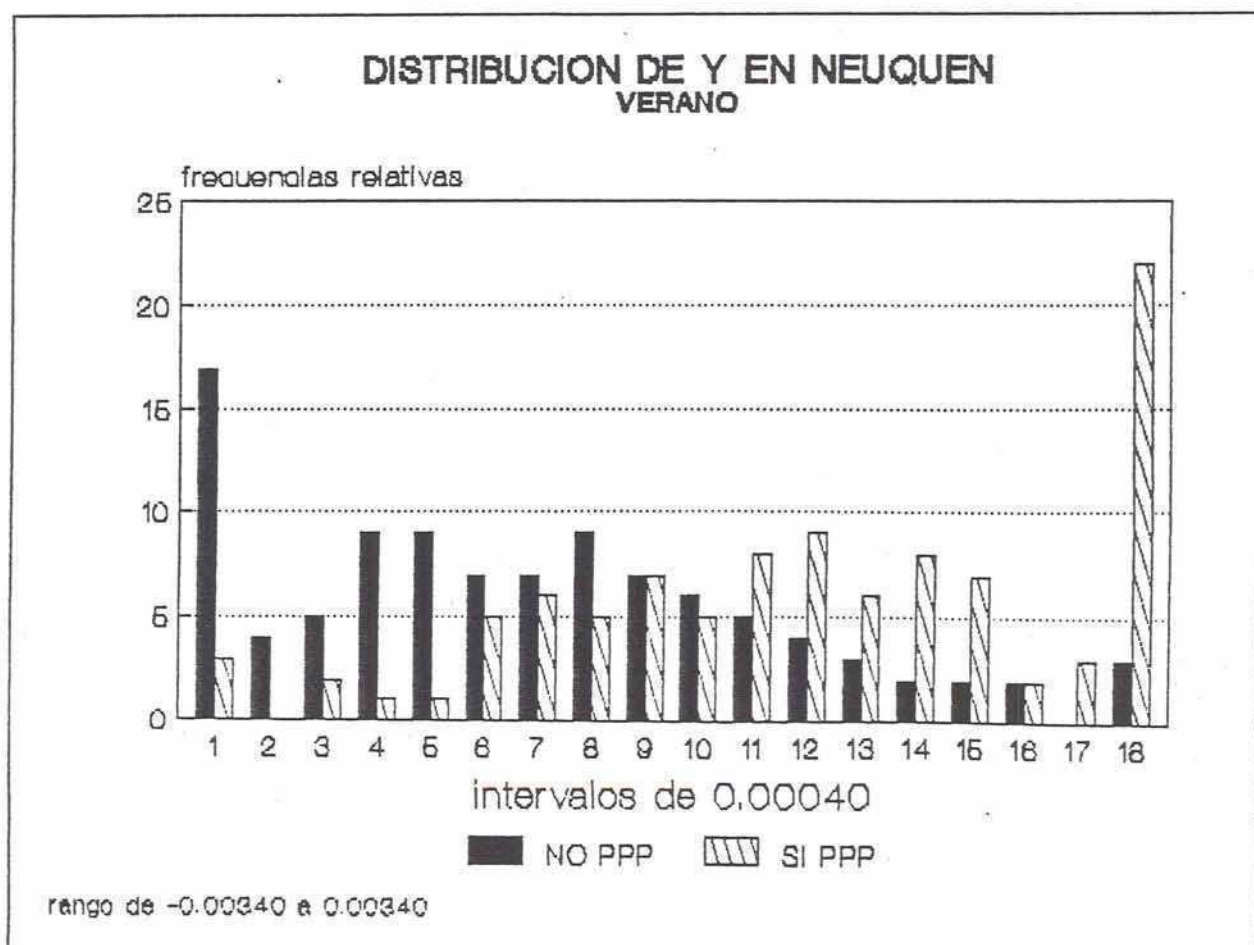
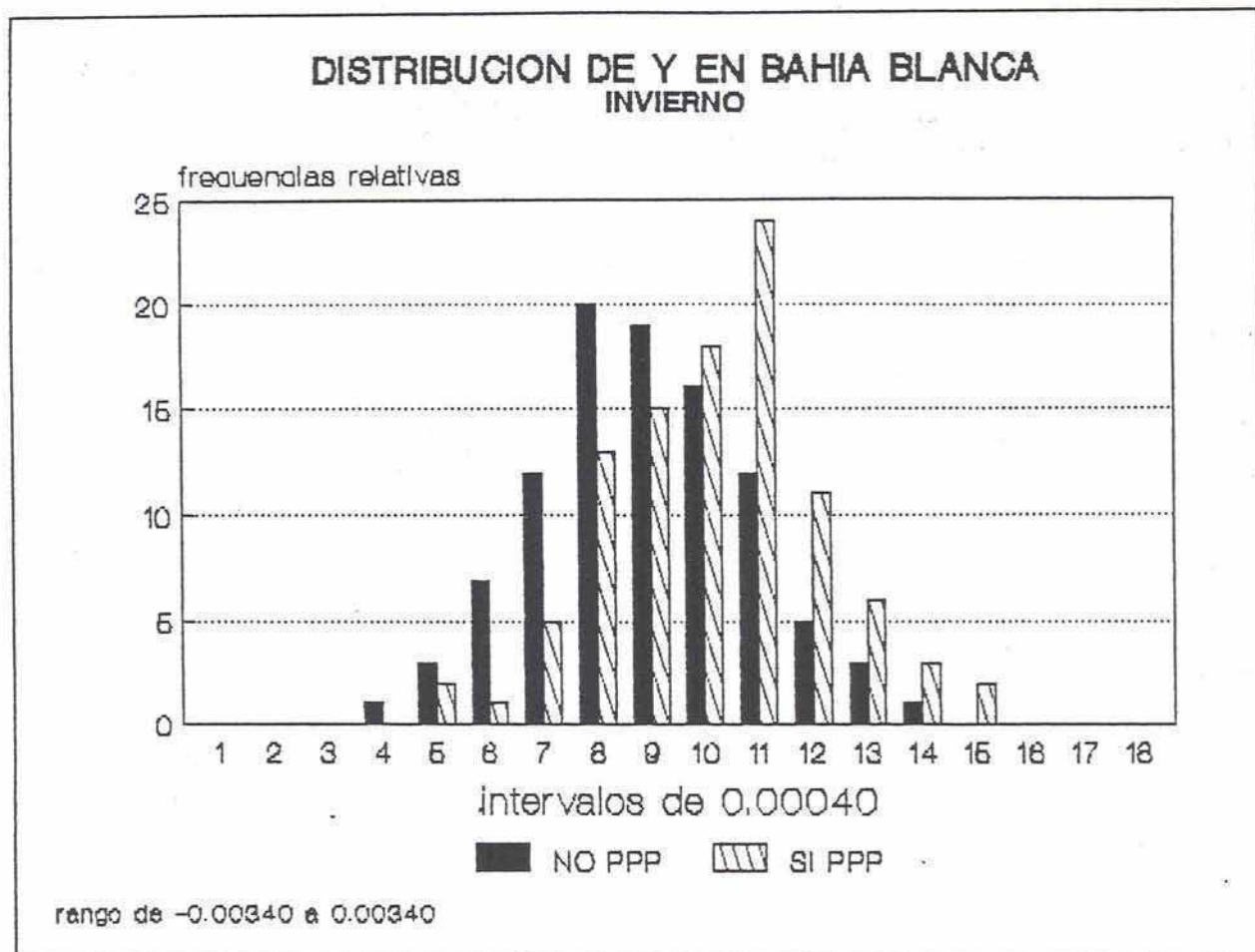


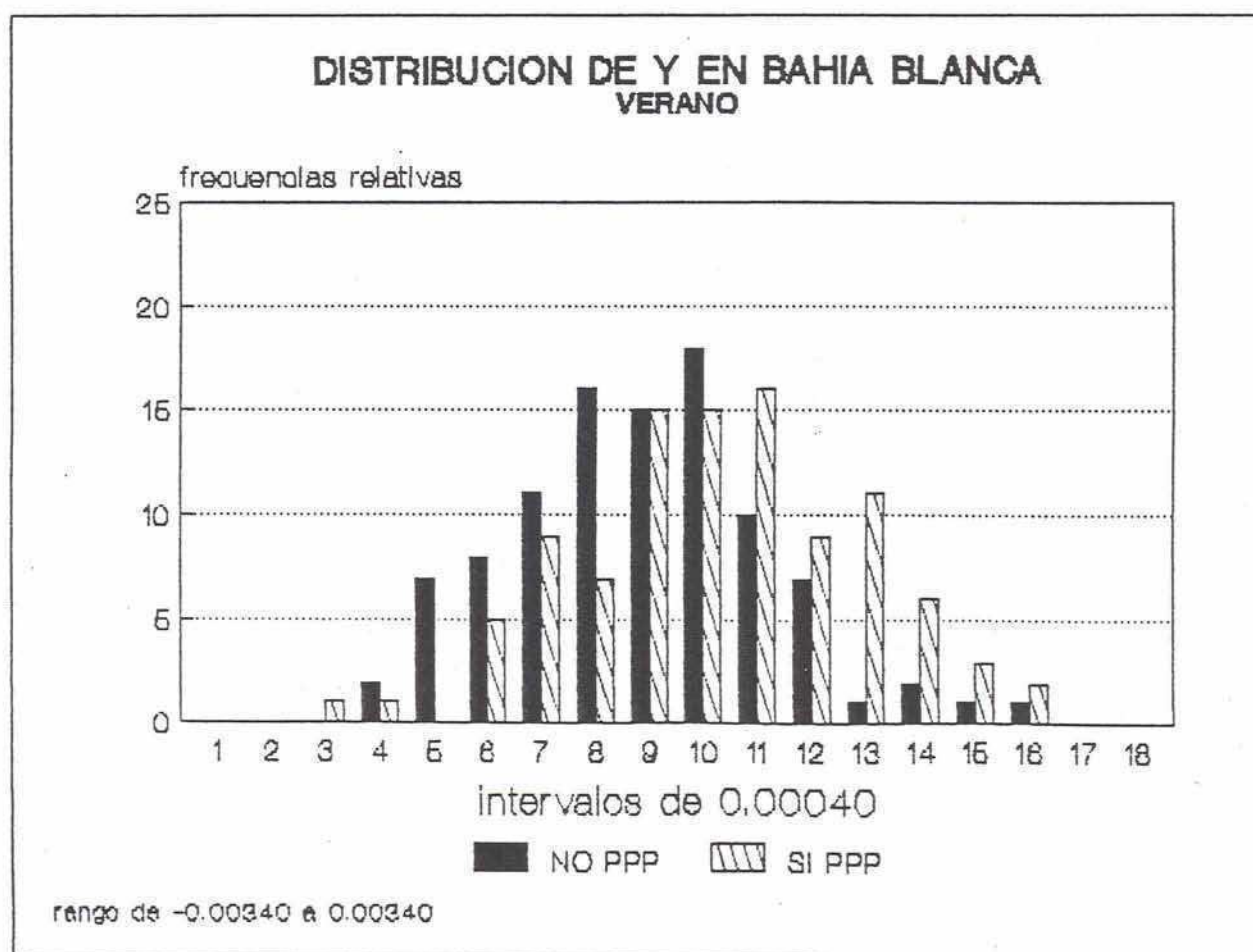
Fig. 4.8. Idem Fig. 4.1, en Neuquén.



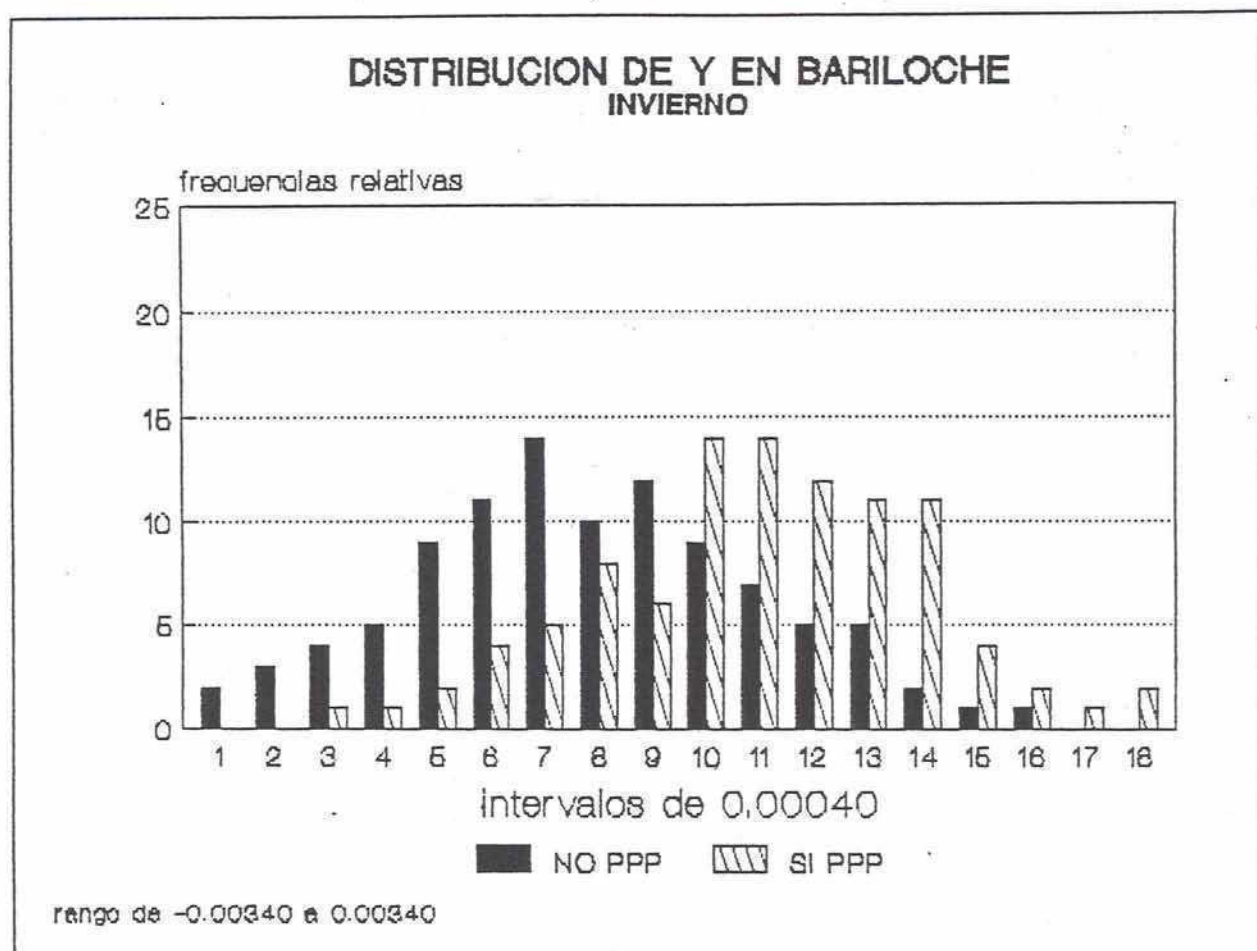


a)

Fig. 4.9. Idem Fig. 4.1, en Bahía Blanca.

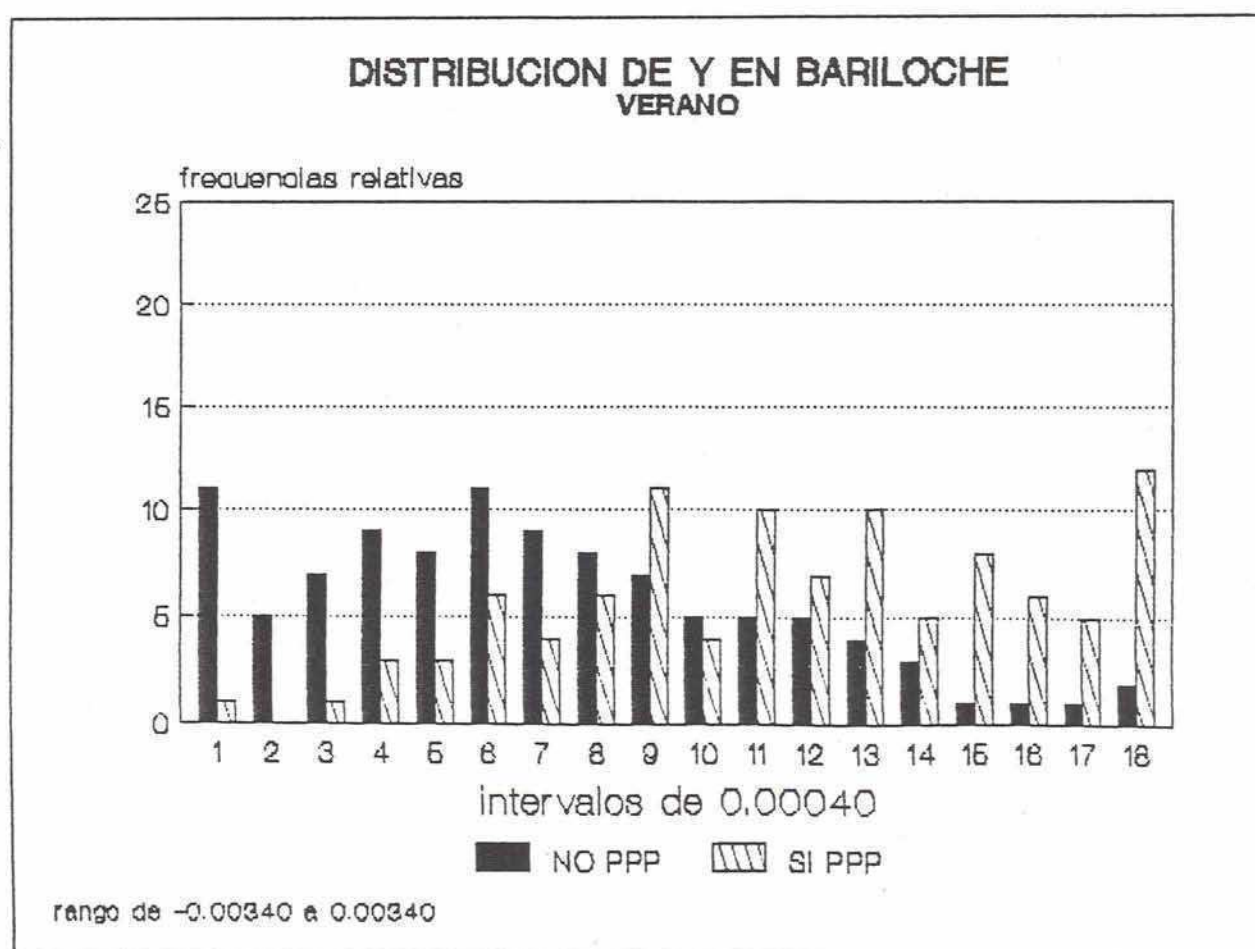


b)

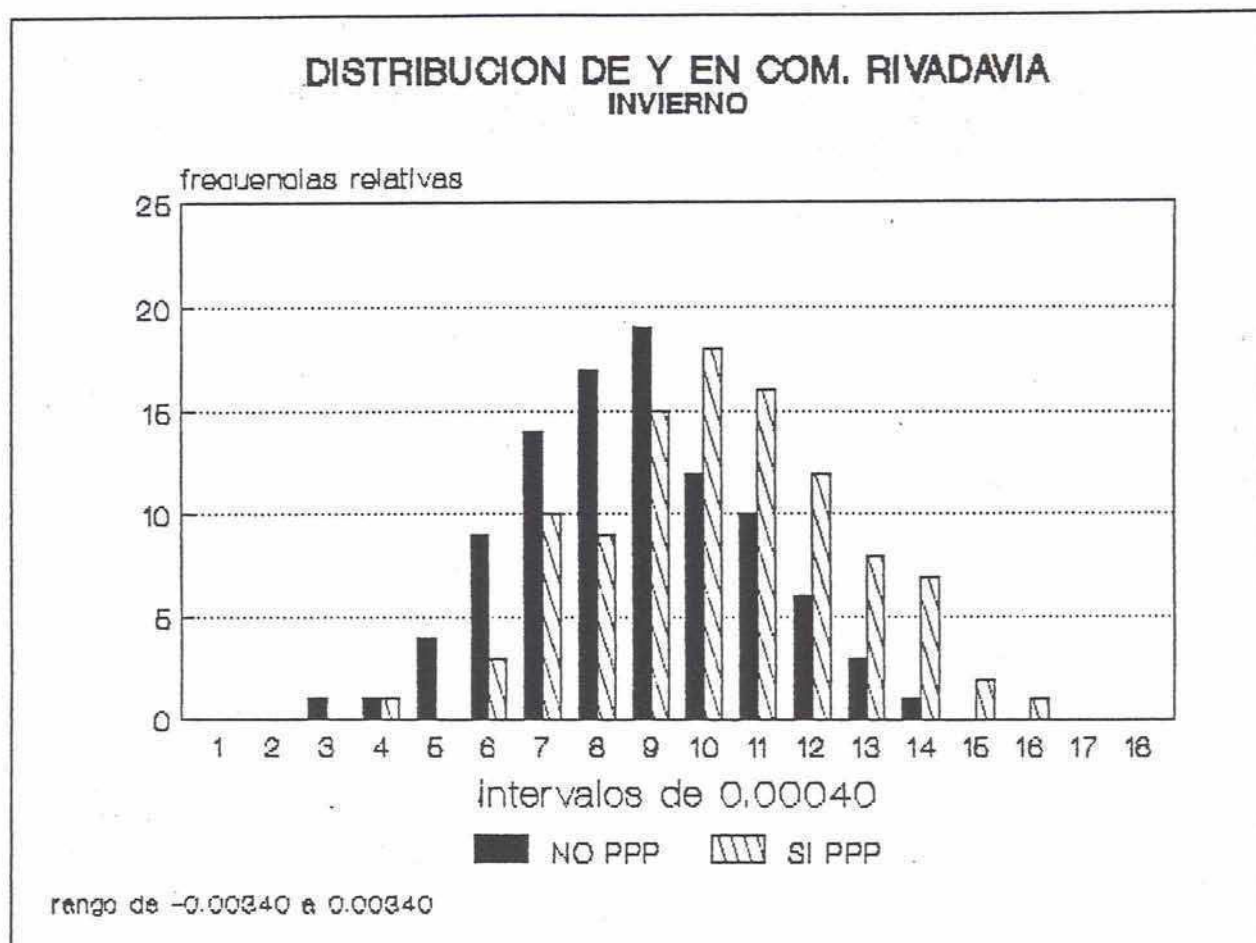


a)

Fig. 4.10. Idem Fig. 4.1, en Bariloche.

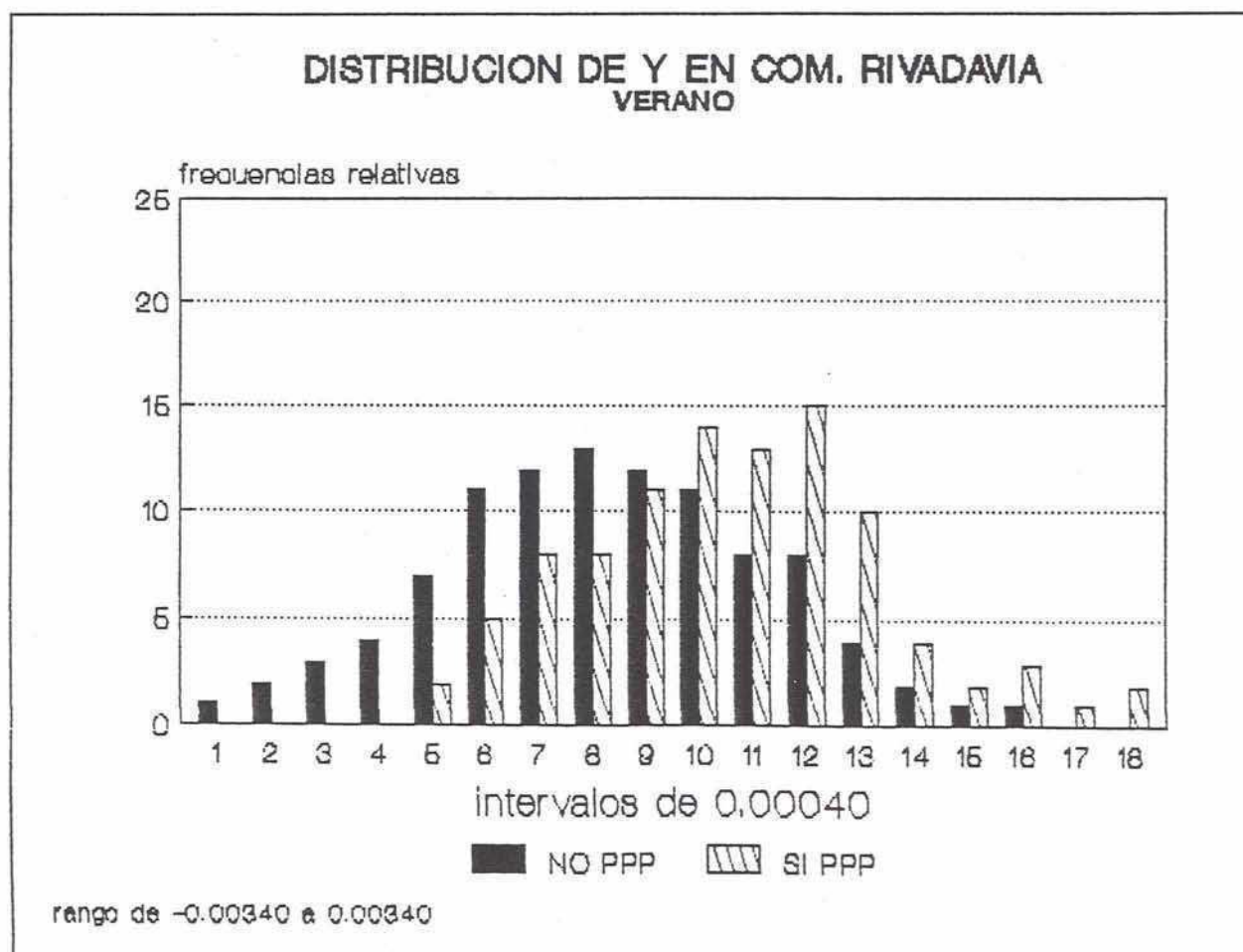


b)



a)

Fig. 4.11. Idem Fig. 4.1, en Comodoro Rivadavia.



b)

Cálculo de las probabilidades de precipitación

Una vez obtenidas las funciones discriminantes y evaluadas sus capacidades predictivas, el análisis se completa calculando las probabilidades de **Y** para cada grupo. Existen dos clases de métodos (Wilson, 1982): los métodos paramétricos, que hacen suposiciones sobre la distribución de los datos en la muestra dependiente, y los no paramétricos, que permiten determinar probabilidades directamente usando los valores de **Y** en la muestra dependiente. Este último método no es práctico porque implica disponer siempre de toda la muestra para calcular la probabilidad de un nuevo dato. El método paramétrico, descrito por Miller (1962), es el más adecuado para utilizarse en forma operativa.

Para usar el método paramétrico se deben hacer dos suposiciones: i) las dispersiones de cada grupo son iguales para todos los grupos, ii) los datos se distribuyen normalmente en cada grupo. De la Tabla 4.V y de las distribuciones de frecuencias de **Y** se puede observar que estas condiciones se cumplen para todas las estaciones, excepto para Bariloche y Neuquén en verano. De todos modos, esta no-normalidad no tendría efectos serios en la generación de las probabilidades (Wilson, 1989).

El procedimiento para la obtención de las probabilidades de que dado un evento (función discriminante evaluada mediante los predictores de ese evento) pertenezca a un determinado grupo (ocurrencia de precipitación) está basado en la Regla de Bayes (Miller, 1977).

La probabilidad de ocurrencia de precipitación se evalúa diariamente para cada estación conociendo las probabilidades *a priori* (climatológicas) respectivas.

Performance de las probabilidades

Otra forma de examinar la calidad o bondad de ajuste de la función discriminante es a través de sus pronósticos probabilísticos. Una primera aproximación de su verificación es suponer que una probabilidad mayor que 50% indica precipitación y una menor de este porcentaje, no precipitación. En base a esto se construyen las tablas de contingencia, entre la precipitación observada y la pronosticada.

En la Tabla 4.VI se muestran las tablas de contingencia para cada estación y período (la primera fila de cada tabla de contingencia indica los porcentajes del total de los casos del grupo 1 (ocurrencia de precipitación) acertados y errados, y la segunda fila, los porcentajes del total de los casos del grupo 2 (no ocurrencia de precipitación) errados y acertados. Estos valores están directamente relacionados con el poder discriminatorio de cada función Y , como también se ha visto previamente con los coeficientes de correlación biserial y con las distribuciones de frecuencias.

La verificación de pronósticos categóricos se puede estimar en base al porcentaje de acierto definido por (Panofsky y Brier, 1965, Rousseau, 1982; Wilson, 1982):

$$\% = \frac{A + D}{A + B + C + D}$$

donde A, B, C y D son los elementos de la tabla de contingencia de 2 x 2 como se muestra:

Observado	Pronosticado	
	sí	no
sí	A	B
no	C	D

En la Tabla 4.VI también se muestran los porcentajes de acierto que oscilan alrededor del 64 % al 68 %, los cuales son aceptables considerando que la información proviene de un solo nivel y de una sola variable, y que el período que abarca el predictando es de 24 horas. Esto refleja que los puntos de grilla elegidos están bien seleccionados. En la muestra independiente se deben esperar valores de acierto menores a los hallados aquí.

Los porcentajes de acierto son semejantes en ambos semestres del año para cada estación, excepto para Paraná, Córdoba y Neuquén donde resultan ser mejores en verano. En Salta la mejor verificación se da en invierno, aunque en verano se pronostican en mejor medida los días con precipitación.

En general, el método de pronóstico propuesto tiende a detectar levemente mejor los casos de lluvia que los de no lluvia. En invierno hay una tendencia a sobrestimar los casos de ocurrencia de precipitación.

Estación	invierno			verano				
	% acierto	tabla de contingencia		% acierto	tabla de contingencia			
		obl ^p	sí	no		obl ^p	sí	no
Buenos Aires	64 %	sí	67%	33%	62 %	sí	61%	39%
		no	37%	63%		no	38%	62%
Salta	66 %		69%	31%	62 %		66%	34%
			34%	66%			41%	59%
Resistencia	64 %		63%	37%	63 %		66%	34%
			36%	64%			39%	61%
Córdoba	64 %		61%	39%	68 %		63%	37%
			35%	65%			30%	70%
Paraná	63 %		68%	32%	68 %		69%	31%
			38%	62%			32%	68%
Santa Rosa	69 %		72%	28%	69 %		70%	30%
			32%	68%			32%	68%
Azul	65 %		68%	32%	64 %		65%	35%
			36%	64%			36%	64%
Neuquén	66 %		64%	36%	73 %		70%	30%
			34%	66%			26%	74%
Bahía Blanca	63 %		63%	37%	61 %		61%	39%
			37%	63%			39%	61%
Bariloche	71 %		73%	27%	72 %		65%	35%
			31%	69%			27%	73%
C. Rivadavia	65 %		63%	37%	65 %		66%	34%
			34%	66%			35%	65%

Tabla 4.VI. Porcentajes de acierto y tablas de contingencia (ob^p : observado en la columna, pronosticado en la fila) sobre la muestra dependiente para cada estación y período.

Estimación de la regresión de la probabilidad de un evento

La técnica de Estimación de la Regresión de las Probabilidades de un Evento (REEP) es una forma de regresión lineal múltiple que se usa para predictandos categóricos. Primero se separa al predictando en dos o más categorías. Los valores del predictando se reemplazan luego por variables binarias (mudas), una para cada categoría. Para cada evento se asigna el valor 1 a la variable correspondiente a la categoría de ocurrencia y al resto se le asigna el valor cero. Se aplica la técnica de regresión lineal múltiple al conjunto de datos así formado, siendo los predictores continuos o categorizados por variables mudas. La predicción resultante de cada predictando binario es un valor comprendido entre 0 y 1, que se interpreta como la probabilidad de ocurrencia del evento en la categoría representada en la variable binaria (Miller 1964).

Para explorar este método se lo aplica a todas las estaciones, para invierno. Los coeficientes que definen la ecuación de regresión se muestran en la Tabla 4.VII. Los resultados operativos diarios son prácticamente iguales a los obtenidos con la técnica de análisis discriminante múltiple, lo cual indica que ambas metodologías son confiables.

Un aspecto interesante de este método es que permite examinar y comparar el peso relativo en la ecuación de regresión resultante de cada predictor utilizado. Por ejemplo, se observa que la señal más fuerte del campo de vorticidad de 500 mb en relación a la precipitación ocurre para Bariloche y está dada por el predictor X_1 . Con que aparezca vorticidad levemente ciclónica en esa zona, la probabilidad de precipitación aumenta rápidamente (no teniendo en cuenta a los restantes predictores).

Estación	invierno			
	$a_1 \cdot (10^{-2})$	$a_2 \cdot (10^{-2})$	$a_3 \cdot (10^{-2})$	$a_0 \cdot (10^{-2})$
Buenos Aires	-2.78	2.63	0.23	28.0
Salta	2.38	-1.35	-2.36	14.4
Resistencia	-2.03	-2.55	2.93	24.2
Córdoba	-1.98	1.94	-1.17	13.3
Paraná	-2.60	2.55	1.74	22.0
Santa Rosa	-2.94	1.40	0.90	18.4
Azul	-2.49	1.94	1.80	22.6
Neuquén	-2.46	1.23	0.85	17.4
Bahía Blanca	-2.34	1.33	0.89	23.0
Bariloche	-4.23	2.23	3.46	36.1
C. Rivadavia	-1.30	-0.79	1.39	18.8

Tabla 4.VII. Coeficientes de la estimación de la regresión de la probabilidad del evento sí precipitación en cada estación, para invierno .

Implementación operativa

El sistema experimental de pronóstico probabilístico de precipitación diaria desarrollado ha sido adaptado e implementado para su uso operativo en la Oficina de Pronósticos del Servicio Meteorológico Nacional. Es el primer método objetivo de pronóstico estadístico de precipitación que ha sido puesto en práctica en forma operativa en dicha institución. Es de esperar que las salidas de este sistema de pronóstico estadístico sean un elemento más de juicio a ser considerado por el pronosticador, más aún si se tiene en cuenta que este procedimiento objetivo da un grado de probabilidad de que se produzca un dado evento, aunque posee la desventaja de que los eventos extremos (poco comunes) son difíciles de predecir (Bengtsson, 1976).

De las ecuaciones de regresión implementadas se obtienen diariamente probabilidades de precipitación para un lapso de 24 horas basadas en los análisis objetivos de 500 mb. Para pronósticos a plazos más largos se aplican las ecuaciones de regresión a las salidas de los modelos numéricos de pronóstico. En este caso, las ecuaciones probablemente no se comportan como en el caso de los análisis, debido a que los errores sistemáticos inherentes al modelo de pronóstico numérico no están contenidos en las ecuaciones predictivas. Si el modelo numérico predijese los campos futuros perfectamente (formulación *"perfect prog"*), las ecuaciones obtenidas se ajustarían de la misma forma que trabajando con los datos reales.

La principal ventaja de la formulación *"perfect prog"* es que las ecuaciones desarrolladas son físicamente realistas, es decir, la física descripta por las mismas corresponde a las características de la atmósfera real y no son inherentes al modelo numérico usado. Una segunda ventaja es el hecho de que una vez que las ecuaciones han sido derivadas usando una muestra estadísticamente estable, serán válidas para todo pronóstico futuro. Si las ecuaciones se derivan usando las salidas pronosticadas de los modelos numéricos como predictores, lo que Glahn y Lowry (1972) han denominado *"model output statistics"*: *"MOS"*, en cuanto los modelos se modifican, todas las ecuaciones deben ser nuevamente computadas (Paegle, 1974).

Verificación

Aquí se realiza una evaluación y verificación de los pronósticos de probabilidad de precipitación diaria a 24 horas para tres lugares de la provincia de Buenos Aires: la zona de Capital Federal y Gran Buenos Aires (representada por la estación meteorológica Ezeiza), el centro de la provincia de Buenos Aires (representada por Azul) y el sudoeste de la misma (representada por Bahía Blanca).

La muestra independiente utilizada en la verificación corresponde al año 1993, desde enero a noviembre, exceptuando septiembre. Con respecto a la precipitación, se utilizan las series diarias de Ezeiza, Azul y Bahía Blanca, y adicionalmente se cuenta con la información de precipitación diaria de otras estaciones meteorológicas facilitadas por el Centro de Cómputos del SMN.

La verificación se hace teniendo en cuenta si el mes es cálido o frío de acuerdo con la estratificación propuesta.

Se debe señalar que la verificación de pronósticos es un problema complejo en sí mismo (Murphy y Daan, 1985). Existen diversos métodos o medidas de verificación para situaciones específicas; sin embargo, sería todavía necesario el desarrollo de principios o conceptos básicos en relación a qué se considera un acierto en el pronóstico y la formulación de técnicas de verificación más generales para que la evaluación de la correspondencia entre variable observada y pronosticada sea clara.

a) Porcentajes de acierto

En primera instancia, se evalúan los porcentajes de acierto mensuales en base a tablas de contingencia construidas suponiendo acierto si la probabilidad de

precipitación supera (es inferior) a la probabilidad climatológica de precipitación y en efecto precipita (no precipita). Esto implicaría un pronóstico categórico de ocurrencia o no-ocurrencia de lluvia. Los porcentajes de acierto mensuales, Fig. 4.12, oscilan entre 40 % y 80 %, con un promedio anual de 61 % para Buenos Aires, 55 % para Azul y 63 % para Bahía Blanca. Estos resultados son comparables a los obtenidos en la muestra dependiente, los que se hallan entre 60 % y 70 %; por ello se puede extraer la conclusión de que las ecuaciones de regresión de las cuales proviene este pronóstico son bastante estables y son válidas para el nuevo conjunto de datos.

De todos modos, estos porcentajes de acierto no son tan buenos; sin embargo, si los mismos se evalúan considerando acierto de pronóstico de lluvia si al menos precipitó en alguna estación dentro de un radio de 300 km (verificación regional y no puntual), estos porcentajes de acierto mejoran notablemente, sobre todo en Buenos Aires y Azul (Fig. 4.12), con un promedio anual de 73 %, 67 % y 71 %, respectivamente. (El radio definido para la verificación regional podría reducirse si se dispusiera de la información de una red pluviométrica más densa y de series completas).

Por otro lado, si se establece que a través del método propuesto necesariamente se debe tomar una decisión entre las dos posibilidades, sí/no precipitación, se debe predeterminar el criterio de decisión estadística a usar, esto es, a partir de qué probabilidad se acepta una alternativa u otra. La elección de este valor crítico de probabilidad depende de un compromiso entre el error producido por las "sorpresas" (no se pronosticó precipitación y llovió) y el error producido por las "falsas alarmas" (se pronosticó precipitación y no llovió). De acuerdo a lo que el usuario priorice con respecto a los costos o pérdidas provocadas por un tipo de error u otro, el valor apropiado de esta probabilidad crítica se puede modificar.

En el caso de estudio se asume un valor crítico arbitrario de 40 %, con lo que se reduce la probabilidad de que existan falsas alarmas en desmedro de los aciertos de lluvia. No obstante, los porcentajes de acierto (Fig. 4.12) son mayores que en la primera situación, particularmente en Azul y Bahía Blanca (promedios anuales de 66 %, 73 % y 74 % para Buenos Aires, Azul y Bahía Blanca, respectivamente). Esto podría deberse a que en general el método sobrestima la probabilidad de precipitación y con una probabilidad crítica o de corte mayor se evita, en parte, este problema, aunque por otro

lado se favorecen los casos de acierto sin precipitación que es lo que climatológicamente predomina en la provincia de Buenos Aires.

b) Skill-Score.

Una forma de evaluar si estos pronósticos son mejores a los que se hubieran obtenido mediante la predicción de la probabilidad climatológica del lugar es a través del índice Skill-Score (Panofsky y Brier, 1965, Kruizinga, 1982)). En la Fig. 4.13 se muestran los valores obtenidos. Con la probabilidad de corte igual a la climatológica, los resultados son malos (con excepción de algunos meses en Buenos Aires), especialmente en Azul. Nuevamente, la verificación regional es bastante buena (Skill-Score de 0.43, 0.27 y 0.26 para Buenos Aires, Azul y Bahía Blanca, respectivamente) y la verificación bajo la condición de probabilidad de corte de 40% es fluctuante, dado que su tendencia a la no precipitación, como se menciona previamente, es castigada por este parámetro.

c) Errores en el pronóstico categórico de precipitación

Con respecto a los errores por sorpresa y falsa alarma que se detectan en esta verificación (con probabilidad de corte igual a la climatológica), se puede señalar lo siguiente teniendo en cuenta lo que sucede el día previo:

i) Falsas alarmas. Sólo en el 15 % de los casos el método sigue pronosticando precipitación cuando ya dejó de llover. Esto significa que, en general (85 %), los errores de sobrestimación de días con lluvia por parte del pronóstico provienen de situaciones en las que en el día o los días previos había manifestaciones de circulación anticiclónica en altura (45 %) o de situaciones donde el método detecta el pasaje de una vaguada sin precipitación asociada (39 %). Al comparar estos errores se observa que existe un leve predominio del método a sobrestimar el pronóstico de precipitación en situaciones

meteorológicas con características anticiclónicas que, en particular, pueden ser bien reconocidas por el pronosticador (es decir, existen elementos en principio visibles para sospechar que este pronóstico es falso).

ii) Sorpresas. En la mitad de los casos de errores por sorpresa el método detecta una perturbación dinámica el día anterior, la cual provoca lluvia en ese día previo en el 30 % de los casos y en el 17 %, no. En la otra mitad el método no detecta ninguna perturbación con anterioridad, aunque sí existe en el 31 % de los casos que resultan ser sorpresas también, y en el 20 % restante, no. Para un pronosticador en una Oficina de Pronósticos, la situación más comprometida es pronosticar la ocurrencia de precipitación dado que el día anterior no llovió porque, en los otros casos, el hecho de que haya llovido el día previo lo alerta, y desde este punto de vista el valor de la predicción es mayor en el primer caso, donde el error es del 20 % dentro de todos los errores por sorpresa.

Por lo expuesto arriba, sería importante que el pronosticador siguiera la evolución diaria del pronóstico probabilístico de precipitación, como se verá más adelante.

d) Pronósticos probabilísticos

Es necesario advertir que al reducir el pronóstico de precipitación a un problema dicotómico, sí/no, se incurre generalmente en un grave error como consecuencia de la naturaleza física tan compleja de este fenómeno meteorológico, a pesar de que el mismo presente una cierta organización temporal y espacial (Barrera, 1988). Tampoco es recomendable su pronóstico en forma puntual dada la gran variabilidad espacial de la precipitación, si bien existen configuraciones espaciales de correlación características asociadas a los distintos sistemas precipitantes (Barrera, 1988). Por estas razones, surge la necesidad del tratamiento y uso del pronóstico de la precipitación en términos probabilísticos.

Para su verificación se emplea el estadístico **P** (Panofsky y Brier, 1965, Klein, 1971; Kruizinga, 1982; Glahn *et al*, 1987) definido como

$$P = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^r \sum_{i=1}^N (f_{ij} - E_{ij})^2$$

donde:

r : categorías de la variable pronosticada (aquí $r=2$, sí precipita ($r=1$) o no precipita ($r=2$))

f_{ij} : probabilidad pronosticada

E_{ij} : variable que toma el valor 1 ó 0, de acuerdo a si el evento ocurre en la categoría j o no

Para pronósticos perfectos este parámetro será nulo y para los peores pronósticos posibles valdrá 2. (El peor pronóstico posible es pronosticar probabilidad 1 o certeza para un evento que no se materializa, o lo contrario).

Si p_1, \dots, p_r son las probabilidades climatológicas respectivas de cada categoría $1, \dots, r$ y si diariamente se las pronostica, entonces **P** llegará a un valor límite (**P_c**) y valdrá:

$$P_c = 1 - \sum_{j=1}^r p_j^2$$

En la Tabla 4.VIII se indican estos valores críticos para cada época del año y localidad para que sean comparados con los obtenidos mensualmente (Fig. 4.14).

Estación	invierno			verano		
	p_1	p_2	P_c	p_1	p_2	P_c
Buenos Aires	0.27	0.73	0.39	0.30	0.70	0.42
Azul	0.24	0.76	0.36	0.27	0.73	0.39
Bahía Blanca	0.23	0.77	0.35	0.27	0.73	0.39

Tabla 4.VIII. Probabilidades climatológicas de las categorías *sí* precipitación (p_1) y *no* precipitación (p_2) y estadístico $P_{\text{crítico}}$ (P_c) para cada estación y período.

En general, se puede observar que en términos probabilísticos los pronósticos han sido mejores que en términos categóricos. El promedio de P en Buenos Aires en la época fría es 0.36 y en la estival, 0.49, con lo cual se evidencia que en invierno los pronósticos probabilísticos superan a la climatología y, por otra parte, son mejores que en verano, al menos para la muestra del año 1993. En Bahía Blanca, tanto en invierno como en verano los pronósticos probabilísticos de precipitación son relativamente buenos. (Observar que, por ejemplo, en febrero, julio, agosto u octubre el Skill-Score (Fig. 4.13) es nulo o negativo, pero desde el punto de vista probabilístico los pronósticos han sido bastante buenos).

De todos modos, dado que el método tiene en cuenta parámetros que están directamente relacionados con los mecanismos que provocan movimientos verticales de ascenso que son necesarios para la producción de precipitación, no sólo es importante para el pronosticador el valor aislado de la probabilidad, sino el seguimiento diario de su evolución (lo que da una idea clara de las perturbaciones sinópticas que pueden afectar la región bonaerense).

En la Fig. 4.15 se muestra la evolución diaria de las probabilidades de precipitación para algunos meses particulares.

Se observa que en Buenos Aires en octubre P tiene un valor de 0.40 (aproximadamente el climatológico) y, sin embargo, la marcha diaria de la probabilidad guarda una estrecha relación con lo que realmente ocurrió, señalando, por ejemplo,

desde el día 3 al 9 la presencia de condiciones anticiclónicas (secas) o desde el 15 al 24, de condiciones ciclónicas (exceptuando el día 20).

En Azul en el mes de abril, la relación también es buena, y aunque el pico del día 14 es alto y no precipitó en Azul, sí lo hizo en los alrededores. Lamentablemente no se dispuso de datos pluviométricos de las estaciones vecinas para evaluar el pico del día 29.

En Bahía Blanca para el mes de junio, es notable la correspondencia entre la probabilidad y la precipitación ocurrida (sin embargo, P es de 0.47 (Fig. 4.14)).

Actualmente la elaboración de los pronósticos de precipitación por parte de los pronosticadores del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) es en parte subjetiva, por lo tanto el desarrollo y la implementación de métodos estadísticos objetivos de diagnóstico y/o pronóstico pueden resultar una *ayuda* o considerarse como una *guía* para los pronosticadores en el momento de formular los pronósticos.

Por otra parte, dado que la metodología utilizada permite disponer de una predicción automática y objetiva en base a las salidas de modelos numéricos de pronóstico del tiempo a 24, 48, 72 y 96 horas, es posible obtener las probabilidades de precipitación pronosticadas para estos lapsos de tiempo, lo que constituye una herramienta objetiva importante para el pronosticador.

Cabe aclarar que las regresiones estadísticas empleadas no incluyen ninguna medida de la humedad como predictor potencial de la lluvia, lo cual desde ya es una gran fuente error en los resultados.

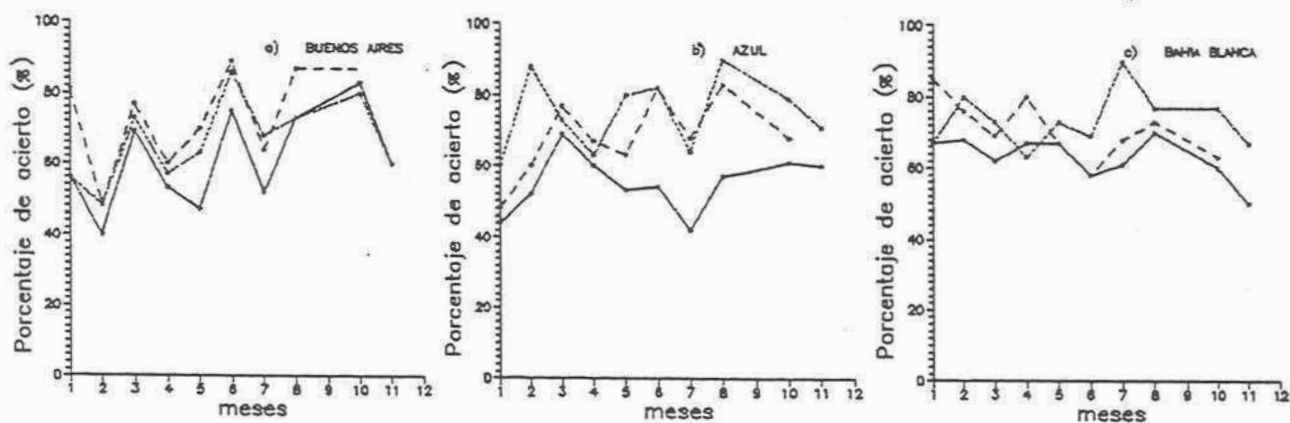


Fig. 4.12. Porcentajes de acierto en el año 1993 suponiendo acierto si la probabilidad de precipitación diaria es: i) > probabilidad climática (---), ii) > probabilidad climática y llovió en alguna estación dentro de los 300 km (-.-) y iii) > 40% (...) para a) Buenos Aires, b) Azul y c) Bahía Blanca.

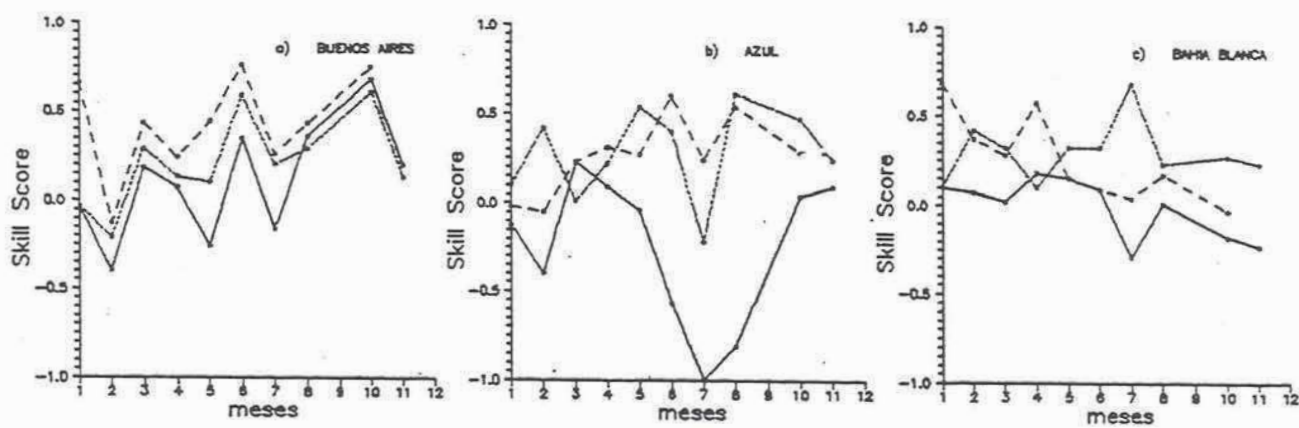


Fig. 4.13. Idem Fig. 4.12 para el índice Skill-Score.

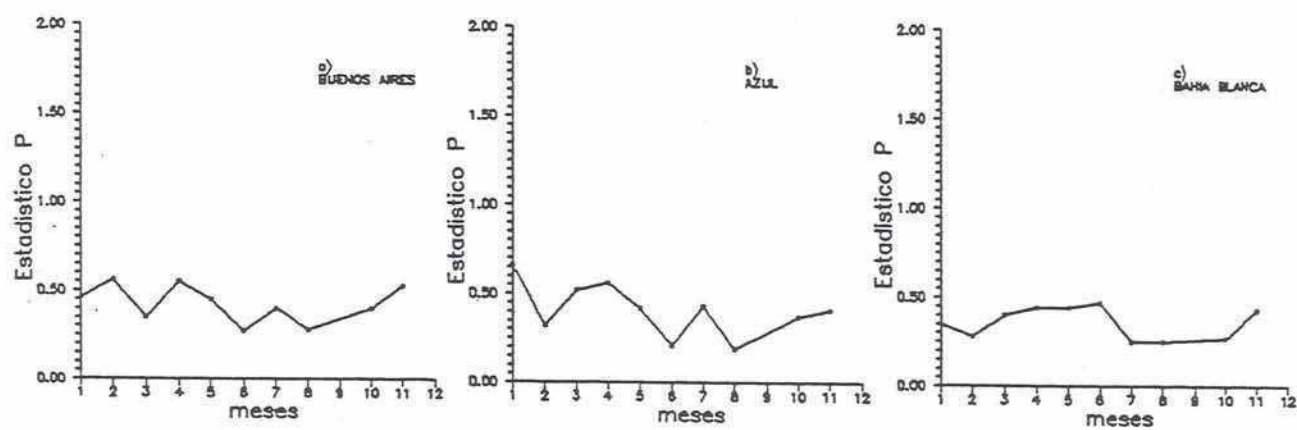


Fig. 4.14. Estadístico P en el año para a) Buenos Aires, b) Azul y c) Bahía Blanca.

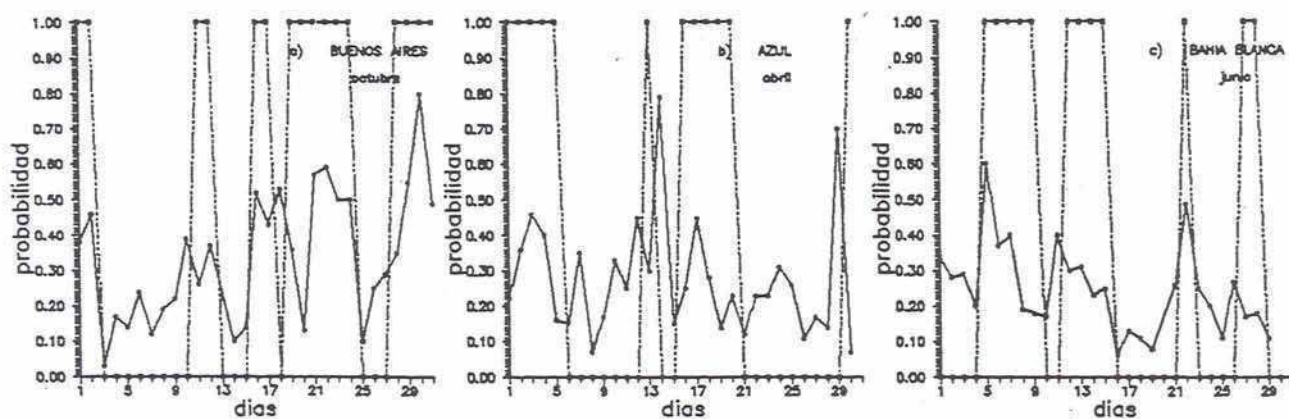


Fig. 4.15. Evolución temporal de los pronósticos probabilísticos de precipitación diaria (---) y precipitación observada como variable binaria (...) para a) Buenos Aires en octubre, b) Azul en abril y c) Bahía Blanca en junio del año 1993.

CONCLUSIONES

Se han inspeccionado algunos mecanismos dinámicos de la tropósfera media responsables de una fracción significativa de la precipitación diaria local. Se han usado las alturas geopotenciales de 500 mb y variables derivadas para representar la circulación atmosférica y su asociación con la precipitación. Los resultados obtenidos indican que las anomalías de vorticidad relativa en 500 mb sirven como buenos trazadores para visualizar las características dinámicas de la atmósfera que afectan a la ocurrencia de lluvia en un dado lugar. De todas maneras, aunque los patrones de correlación son estadísticamente significativos, explican solamente una parte de la varianza total de la precipitación.

En cuanto a la precipitación sobre Buenos Aires, se ha caracterizado la climatología de su ocurrencia usando variables locales e índices derivados de datos aerológicos, además de vorticidades geostróficas relativas de 500 mb en puntos de grilla seleccionados (que surgen de una distribución particular de centros de anomalías de vorticidad). Durante el período que cubre el estudio, el análisis revela coeficientes de correlación significativos entre las variables termodinámicas locales de tropósfera baja y media con la precipitación, especialmente las del nivel de 700 mb: temperatura isobárica equivalente en 700 mb y temperatura de punto de rocío en 700 mb.

Se ha examinado la climatología de los campos de vorticidad relativa en 500 mb basados en los análisis objetivos regionales. La dependencia espacial de esta variable está limitada a no más de dos pasos de grilla. La circulación media anticiclónica domina al norte de 40°S durante la época fría. Esto se hace más evidente en el verano y, además, la vorticidad media anticiclónica se extiende hacia el sur sobre el océano Atlántico. Sin embargo, los cambios estacionales son pequeños. Una vaguada climatológica aparece durante todo el año sobre la Patagonia con una inclinación noroeste-sudeste, probablemente indicando transporte de momento hacia

el polo. Una característica interesante es el área de vorticidad media ciclónica que aparece sobre el Río de La Plata. Con respecto a las distribuciones de frecuencia de vorticidad relativa, cambian marcada y progresivamente con la latitud desde distribuciones en pico en las zonas subtropicales a distribuciones completamente achatadas en los extratrópicos.

Un análisis comparativo de distribuciones de frecuencias de vorticidad relativa de 500 mb en determinados puntos de grilla para días lluviosos en Buenos Aires, por un lado, y para días secos, por el otro, muestra que las distribuciones son estadísticamente diferentes en los nodos situados al oeste de Neuquén y al este de Uruguay, pero no en Buenos Aires.

Aunque la importancia potencial de la vorticidad de 500 mb para la lluvia es clara, ha sido importante estudiar las configuraciones de vorticidad que presentan condiciones favorables para la ocurrencia de precipitación en una localidad específica, es decir, cuáles perturbaciones transientes son más probables que produzcan lluvia en una dada zona, máxime que en la parte sur de América del Sur la cordillera de los Andes introduce una singularidad en el flujo atmosférico de las latitudes subtropicales y medias. Como metodología de la climatología sinóptica que permite ligar al menos dos escalas de análisis, la circulación de gran escala o de escala sinóptica con la escala más pequeña, se ha utilizado la técnica de correlación biserial.

Se ha derivado una climatología sinóptica de la precipitación basada en los campos de vorticidad relativa en 500 mb. Con respecto a Buenos Aires, los resultados muestran coeficientes de correlación biserial significativos dando lugar a una distribución particular de anomalías de vorticidad en asociación con la precipitación local en la escala temporal de un día. El pasaje de una vaguada en la tropósfera media con su centro ciclónico anómalo sobre la costa chilena entre 35°S y 40°S penetrando al continente, y adicionalmente vorticidad anticiclónica anómala al este de Uruguay y al norte de Chile aumentan considerablemente la probabilidad de ocurrencia de precipitación en Buenos Aires. Cuando se consideran precipitaciones mayores, la advección de aire cálido y húmedo parece ser un factor más importante en invierno, mientras que en verano vale la pena notar el fuerte gradiente de vorticidad anómala al norte del centro negativo sobre la cordillera asociado con vientos del oeste anómalos y fuertes anomalías en la cortante a esa latitud. Los patrones producidos tanto en el período frío como en el cálido conservan una semejanza cualitativa.

Consecuentemente, este mecanismo dinámico puede ser considerado como responsable de una parte significativa de la precipitación en Buenos Aires, si bien es necesario la participación de otros mecanismos para explicar la varianza observada.

Los campos de correlación biserial con signos inversos se pueden relacionar, por supuesto, con los días secos.

Se ha demostrado que la circulación en los niveles medios de la atmósfera, caracterizada por la vorticidad relativa, está vinculada en forma significativa con los procesos lluviosos. Es posible observar posiciones preferenciales de las anomalías que varían en relación con la ubicación geográfica de la estación cuya precipitación se analiza. Esto permite asociar a cada lugar determinado una configuración espacial o esquema de anomalías de vorticidad particular.

Para el centro, este y noreste del país las anomalías de vorticidad se encuentran bien marcadas: ciclónicas al oeste y anticiclónicas al este respondiendo al flujo de latitudes medias. La relación para la zona representada por Resistencia es algo menor. La importancia de los máximos de vorticidad ciclónica para provocar la ocurrencia de precipitación aumenta hacia el sur y su ubicación está restringida o concentrada en zonas bastante bien determinadas, lo que facilita el pronóstico objetivo basado en esta variable. La región noroeste responde a un esquema espacial de máximos y mínimos de vorticidad distinto, con el eje de anomalías en la dirección norte-sur dadas las profundas alteraciones de los sistemas sinópticos que provoca la cordillera de los Andes. Ya que se trabaja con coeficientes de correlación, las condiciones opuestas son indicativas de buen tiempo.

Para precipitaciones moderadas y copiosas, la dinámica de la tropósfera media sigue siendo un factor decisivo en todas las regiones del territorio argentino.

Estos modelos esquemáticos podrán ser en general aplicables para especificar la ocurrencia de precipitación durante períodos más largos, cuando algún fenómeno u oscilación de frecuencia más baja favorece la presencia y/o persistencia de vaguadas o cuñas de altura en determinadas posiciones, con lo cual se podría inferir que aumentaría la probabilidad de días lluviosos y/o secos en las zonas de referencia.

Se propone también la extensión de este tipo de estudios a otra base de datos, aunque se debe resaltar que la base de datos correspondiente a los análisis objetivos regionales elaborados en el SMN constituyen la información de campos de altura más fiel o realística para la parte sur de Sudamérica con que se cuenta para realizar estudios de diagnóstico sinóptico y/o climatológico o de comparación con otras bases.

El desarrollo y la implementación de métodos estadísticos objetivos de diagnóstico y/o pronóstico de la precipitación ha demostrado ser de considerable ayuda para los pronosticadores en distintos servicios meteorológicos mundiales. De ahí la necesidad e importancia del estudio de estos sistemas en nuestro país.

Para la interpretación estadística de las salidas de los modelos de predicción numérica, se ha seleccionado un conjunto de predictores sobre una base de las relaciones físicas existentes con la precipitación. Los pronósticos estadísticos están normalmente asociados con un sistema de pronóstico estadístico operativo que provee el enlace entre los análisis y/o prognosis del modelo numérico y el elemento meteorológico a ser interpretado o pronosticado. Este programa dinámico-estadístico, que se ha adaptado e implementado en la Oficina de Pronósticos del SMN, permite una combinación objetiva de las variables de gran escala pronosticadas con los efectos de escala local contenidos en el predictando, pero que generalmente no son previstos por el modelo en forma adecuada.

Los resultados obtenidos al aplicar técnicas regresivas estadísticas indican que las ecuaciones halladas discriminan en forma aceptable, y en términos estadísticos en forma ampliamente significativa, la ocurrencia y no ocurrencia de precipitación diaria en todas las localidades del país analizadas. El poder predictivo de las nuevas variables es más contundente en las estaciones del sudoeste, y en el noroeste en invierno. En el semestre estival, todas estas funciones discriminantes provenientes de la vorticidad relativa en 500 mb mantienen su capacidad predictiva en forma satisfactoria.

Para un eventual pronóstico estadístico de probabilidad de ocurrencia de precipitación diaria en Ezeiza que incluya variables termodinámicas, la mejor combinación de predictores consiste en el punto de rocío en 700 mb o el índice K-Whiting y valores de vorticidad relativa en 500 mb en determinados nodos al comienzo del período de pronóstico, dada la efectividad del campo de vorticidad y sus

prognosis confiables. La reducción de varianza de la precipitación pronosticada es levemente mejor que los pronósticos por persistencia y climatológicos.

Se han efectuado las verificaciones del sistema experimental de pronóstico probabilístico de precipitación diaria desarrollado para tres localidades de la provincia de Buenos Aires. Las verificaciones del método de pronóstico propuesto tanto en forma regional o areal como en términos probabilísticos han sido relativamente exitosas. En cuanto a la verificación de los pronósticos en forma categórica y puntual, los resultados no son tan buenos. Pero es sabido que no es posible localizar exactamente en qué punto va a llover dentro de un área afectada por un sistema precipitante, dada la naturaleza estocástica de la precipitación. Lo que sí es posible es establecer una probabilidad de que estos sistemas afecten a la provincia de Buenos Aires o a otro punto del país mediante la extracción y síntesis de la información de la circulación de escala sinóptica que es, en parte, responsable de su formación. Por ello las verificaciones del método de pronóstico propuesto tanto en forma regional o areal como en términos probabilísticos han probado ser bastante buenas y alentadoras. Se debe insistir en que el problema del pronóstico de la precipitación es sumamente complicado por lo que se hace necesario focalizar su tratamiento en forma probabilística y areal. De todas maneras, dado que el método tiene en cuenta parámetros que están directamente relacionados con los mecanismos que provocan movimientos verticales de ascenso que son necesarios para la producción de precipitación, el seguimiento diario de la evolución de la probabilidad de precipitación da una idea clara de las perturbaciones sinópticas que pueden afectar la región bonaerense así como también otras zonas del país.

ANEXO A

Gradientes en los campos de correlación biserial y precipitación

Relación entre viento geostrófico y gradiente de isolíneas en el campo de correlación

Si la variable a correlacionar con la precipitación es la altura geopotencial en distintos puntos de grilla, entonces el campo de correlación hallado no sólo indica las zonas cuyo geopotencial está más relacionado con la ocurrencia de este fenómeno (zonas de magnitudes máximas o mínimas del coeficiente), sino también que el gradiente de este campo tiene significado físico.

Se puede demostrar que el gradiente de isolíneas de correlación entre una variable y la precipitación es proporcional a la correlación entre el gradiente de esa variable y la precipitación:

si el coeficiente de correlación entre la variable X y la precipitación P es

$$r_{XP} = \frac{\sum_{i=1}^{i=N} (x_i - \bar{x}) \cdot (P_i - \bar{P})}{N S_X S_P} = \frac{\sum x P}{N S_X S_P}$$

entonces el gradiente horizontal de este coeficiente es

$$\nabla_h r_{XP} = \frac{1}{N S_P} \sum \nabla_h \frac{x P}{S_X}$$

y si la desviación standard de X es constante en el campo, entonces

$$\begin{aligned}\nabla_h r_{XP} &= \frac{1}{N S_X S_P} \sum \nabla_h x P = \\ &= \frac{1}{N S_X S_P} \sum P \nabla_h x \cong \frac{1}{N S_X S_P} \sum P \frac{\Delta x}{\Delta n}\end{aligned}$$

es decir,

$$\nabla_h r_{XP} \cong \frac{S_{\nabla X}}{S_X} r_{\nabla X P}$$

donde $S_{\nabla X}$ es la desviación standard de la función gradiente de X , que se supone aproximadamente constante en el campo.

Siendo el viento geostrófico proporcional al gradiente de los contornos geopotenciales, luego la correlación entre el viento geostrófico y la precipitación es proporcional al gradiente de las isolíneas de correlación entre la altura geopotencial y la precipitación (si la desviación standard de las alturas geopotenciales no varía demasiado en el campo). Y dado que el campo de correlación es análogo al campo de anomalías, entonces, a mayor gradiente de isolíneas de correlación, mayor asociación entre el viento geostrófico anómalo y la precipitación. Por lo tanto, el campo de correlación obtenido, y en particular el biserial que es con el que se trabaja, es proporcional al viento geostrófico anómalo (en intensidad y dirección) asociado con la precipitación en una dada localidad.

Relación entre vorticidad relativa y gradiente de isolíneas en el campo de correlación

Si ahora la variable en cuestión es la vorticidad geostrófica relativa, ζ (recordemos que la vorticidad relativa está directamente relacionada a la distribución de alturas geopotenciales vía el balance geostrófico), luego los campos de correlación entre esta variable y la precipitación serán análogos a los campos de "diferencias" o

anomalías de vorticidad con respecto a la sí/no lluvia, (entendiendo por anomalía a la diferencia $\overline{\zeta_{si}} - \overline{\zeta_{no}}$). A través de esta metodología es posible identificar las zonas con anomalías de vorticidad ciclónica y anticiclónica (núcleos con coeficientes de correlación biserial significativos negativos y positivos, respectivamente) que favorecen la producción de precipitación en un determinado lugar. Además, mediante un argumento similar al presentado en el punto anterior, los gradientes que aparecen en el campo de correlación biserial son proporcionales a los gradientes de anomalías de vorticidad relativa con respecto a la ocurrencia o no ocurrencia de precipitación. Este gradiente de vorticidad anómala, tanto en dirección como en intensidad, puede provenir de diferentes efectos a los que se tratará de individualizar y analizar.

Análisis del gradiente de anomalías de vorticidad

Como es sabido, una variación o anomalía en la vorticidad, en coordenadas naturales $\zeta = V/R - \partial V/\partial \eta$, puede originarse por una variación en la velocidad del viento V , una variación en el radio de curvatura R ó una variación o anomalía en la cortante $\partial V/\partial \eta$, o en términos diferenciales

$$d\zeta = \frac{1}{R}dV - \frac{V}{R^2}dR - d\left(\frac{\partial V}{\partial \eta}\right)$$

y en diferencias finitas

$$\Delta\zeta = \frac{1}{R}\Delta V - \frac{V}{R^2}\Delta R - \Delta\left(\frac{\partial V}{\partial \eta}\right) = \zeta'$$

siendo ζ' la variación o anomalía en la vorticidad; entonces

$$\zeta' = \frac{1}{R}V' - \frac{V}{R^2}R' - \left(\frac{\partial V}{\partial \eta}\right)'$$

donde las variables primadas indican anomalías o variaciones.

Como se dijo antes, los campos de correlación biserial son campos de ζ' y la pregunta es qué quiere decir $\nabla\zeta'$ con respecto a la precipitación.

El diferencial de ζ' es

$$d\zeta' = \frac{1}{R}dV' - \frac{V'}{R^2}dR - \frac{R'}{R^2}dV + V\frac{R'}{R^3}dR - \frac{V}{R^2}dR' - d\left(\frac{\partial V}{\partial \eta}\right)'$$

y en términos de gradiente en la dirección \hat{n}

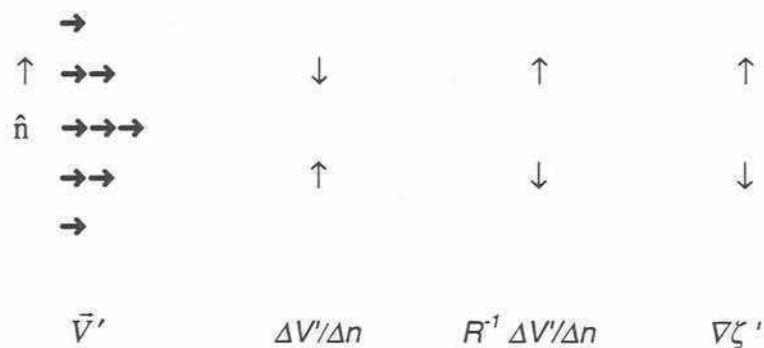
$$\hat{n} \cdot \Delta\zeta' = \lim_{\Delta n \rightarrow 0} \frac{\Delta\zeta'}{\Delta n} = \frac{1}{R} \frac{\Delta V'}{\Delta n} - \frac{V'}{R^2} \frac{\Delta R}{\Delta n} - \frac{R'}{R^2} \frac{\Delta V}{\Delta n} + V \frac{R'}{R^3} \frac{\Delta R}{\Delta n} - \frac{V}{R^2} \frac{\Delta R'}{\Delta n} - \frac{\Delta\left(\frac{\partial V}{\partial \eta}\right)'}{\Delta n}$$

En lo concerniente a los órdenes de magnitud de los términos de la derecha de esta expresión, se observa que los que contienen gradientes no primados son despreciables frente a los demás. Los términos $R^{-1} \Delta V' / \Delta n$, $-VR^{-2} \Delta R' / \Delta n$ y $-\Delta(\partial V / \partial \eta)' / \Delta n$ son del orden de $\sim 10^{-11}$ ó $\sim 10^{-12} \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$, mientras que los restantes son de al menos dos órdenes de magnitud menor. Esto resulta del hecho de que, teniendo en cuenta la totalidad de la muestra, es decir sin discriminar los casos de precipitación de los casos en que no la hubo, tanto el gradiente de las curvaturas como el gradiente de la velocidad son más pequeños (Ruiz y Vargas, 1993) frente a los producidos por las anomalías. Por lo tanto, el gradiente de las anomalías de vorticidad sería causado fundamentalmente por los gradientes de las anomalías de viento, los gradientes de las anomalías en la curvatura y los gradientes de las anomalías en la cortante:

$$\Delta\zeta' \cdot \hat{n} = \lim_{\Delta n \rightarrow 0} \frac{\Delta\zeta'}{\Delta n} \equiv \frac{1}{R} \frac{\Delta V'}{\Delta n} - \frac{V}{R^2} \frac{\Delta R'}{\Delta n} - \frac{\Delta\left(\frac{\partial V}{\partial \eta}\right)'}{\Delta n}$$

Se analizarán cada uno de estos términos con el objeto de establecer las causas que provocan un gradiente anómalo de la vorticidad, $\nabla\zeta'$:

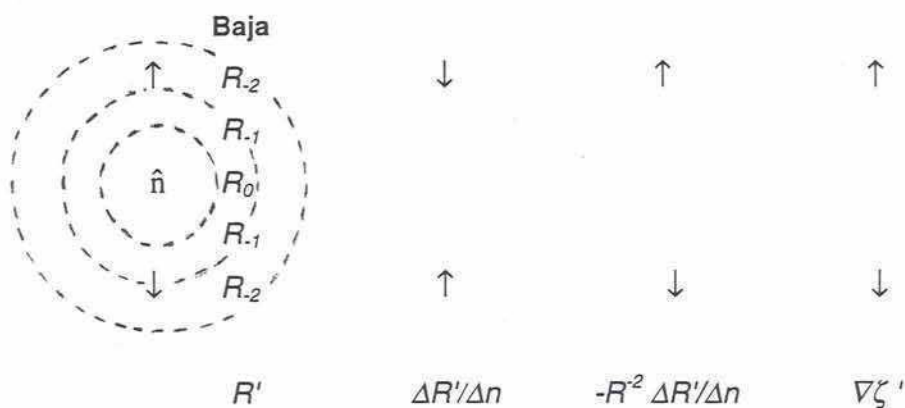
a) $R^{-1} \Delta V'/\Delta n$. Este término aparece cuando las anomalías del viento son más intensas en una zona que en otra (cortante anómalo). Supongamos el caso de una vaguada ($R < 0$) en 500 mb en el hemisferio sur, que se intensifica en asociación con la precipitación en un determinado lugar. El campo de vientos anómalos al norte de la baja podría tener la configuración que se muestra a continuación, donde también se indican las direcciones de los términos involucrados (dirección de \hat{n} hacia el norte):



De esta manera, la dirección del gradiente de vorticidad anómala coincide con la dirección de \hat{n} al norte del viento anómalo más intenso, y es contraria al sur. En forma más general, en una vaguada este gradiente se dirige hacia la baja a partir de la región de viento anómalo más intenso, y hacia la alta en la región exterior. Lo opuesto ocurre con respecto a las cuñas o anticiclones.

b) $-VR^2 \Delta R'/\Delta n$. Este término aparece cuando la curvatura ($1/R$) de los sistemas se hace más intensa, con respecto a los casos sin precipitación, en una zona que en otra; es decir, cuando existe un gradiente de curvaturas anómalas. Si se supone ahora que, por ejemplo, el centro de una baja es más profundo que en condiciones sin lluvia, habrá entonces una zona donde se presenten las mayores anomalías (positivas) en su radio de curvatura; por consiguiente, en forma

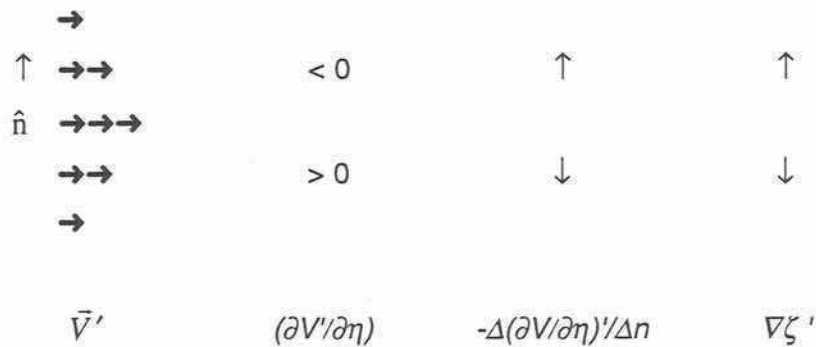
esquemática se observaría lo siguiente (donde R_{-2} , R_{-1} y R_0 son las anomalías o variaciones del radio de curvatura a distintas distancias y, $R_{-2} < R_{-1} < R_0$):



Por lo que, en este caso, la dirección del gradiente de vorticidad anómala es hacia el exterior de la baja.

Un argumento similar es válido para una zona de alta presión, donde la dirección del gradiente de vorticidad anómala es siempre hacia la alta. De lo expuesto se evidencia que $\nabla \zeta'$, evaluado a través de este término, se dirige siempre desde las zonas con radios de curvatura anómalos ciclónicos a las zonas con radios de curvatura anómalos anticiclónicos y, además, aumenta su importancia cuanto mayor sea la velocidad del viento y cuanto menor sea el radio de curvatura. Por lo tanto, el gradiente de isolíneas de correlación biserial se debe más a la existencia de la variación espacial de las curvaturas anómalas de los sistemas que a la variación de las intensidades de viento anómalas (dado que en particular estas últimas, término a), tienen sentido opuesto al observado en ciertas regiones). De aquí que, las anomalías en la curvatura de los sistemas son responsables, en gran medida, de la dirección e intensidad del gradiente de ζ' , y en consecuencia de la precipitación.

c) $-\Delta(\partial V/\partial \eta)/\Delta n$. Este término representa la variación espacial de las cortantes anómalas y tiene importancia sólo cuando aparece una zona definida de viento anómalo más intenso que en el resto. Supongamos una región de vientos de los oestes con las siguientes anomalías:



Al norte del máximo de viento se exhibe una cortante anómala anticiclónica y al sur ciclónica, lo que genera un gradiente de cortantes anómalas hacia el norte (tanto en presencia como en ausencia de curvatura). Esto implica que si tenemos también en cuenta el término a), ambas contribuciones se suman al norte del máximo y se oponen al sur, y si se adiciona el término b) (con dirección desde la baja hacia la alta), $\nabla \zeta'$ se refuerza aún más al norte de la eventual corriente en chorro.

Por lo tanto, al analizar campos de correlación biserial entre vorticidad relativa y precipitación, además de observar los núcleos de coeficientes significativos positivos y negativos (intensidad y posición), es interesante examinar los gradientes de las isolíneas de correlación (intensidad y dirección) para relacionarlos con las posibles causas físicas que están creando esa configuración.

El gráfico siguiente muestra un resumen esquemático de los efectos que conformarían, a favor o en contra, el gradiente de vorticidades anómalas asociado con la ocurrencia de precipitación local.

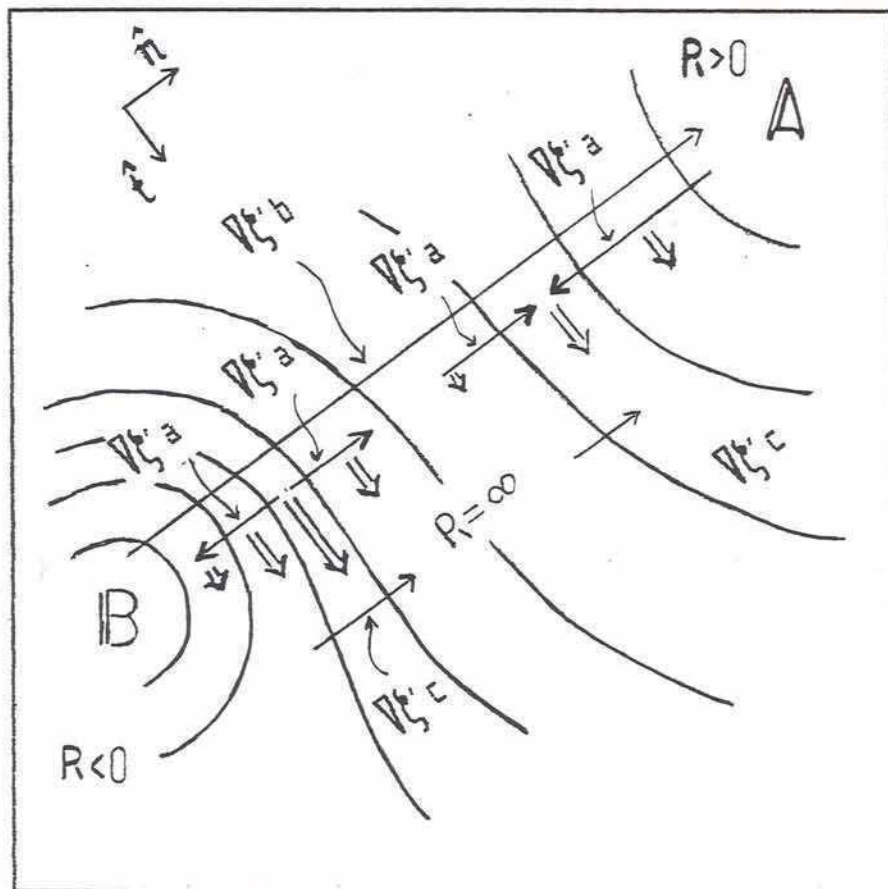


Gráfico esquemático donde se muestran los distintos efectos que producen $\nabla\zeta'$ (gradiente de vorticidades anómalas). Las flechas dobles indican vientos anómalos. Las flechas simples indican dirección de gradientes de vorticidad anómala: $\nabla\zeta'_a$ (por cortante anómala), $\nabla\zeta'_b$ (por curvatura anómala), $\nabla\zeta'_c$ (por gradiente de cortante anómala). R : radio de curvatura.

En consecuencia, de las configuraciones de los campos de correlación biserial, o campos de anomalías, entre vorticidad relativa y precipitación, es posible relacionar los gradientes que aparecen con la ocurrencia de lluvia.

El gradiente de curvaturas anómalas de los sistemas sinópticos sería el principal responsable de los gradientes que aparecen en los campos de correlación y, por ende, de la precipitación. El gradiente de las velocidades anómalas, particularmente cerca de los núcleos tanto positivos como negativos, tiene signo contrario a lo que se observa, por lo tanto su influencia en la precipitación sería menor. No obstante, la variación espacial de las cortantes anómalas sí sería de especial importancia para la intensificación del gradiente del campo, lo que asociaría la presencia de vientos intensos en determinadas zonas con la precipitación.



Lra E. Ruiz

REFERENCIAS

- Altherr, J.D., Dupanloup, M., Ganter, Y. And Junet, E., 1982: Prévision Objective des hauteurs de précipitations et de l'ensoleillement relatif au moyen de l'analyse discriminante. Publication of the Swiss Meteorological Institute, No. 44, 43 pp.
- Arpe, K., 1982: Diagnostic Evaluation of Analysis and Forecasts: Climate of the Model. Workshop on Interpretation of Numerical Weather Prediction Products, ECMWF, 99-140.
- Baptistan, P., der Megreditchian, G. and Javelle J.P., 1989: Application of Statistical Methods to Operational Forecast in France. *11th Conference on Probability and Statistics*, October 1-5 Monterey, Calif., AMS, 98-103.
- Barrera, D.F., 1988: Análisis climático-estadístico de las estructuras temporales y espaciales de la precipitación diaria en meso-escala. Aplicación al filtrado y correcci n de errores de observación. Tesis doctoral, Dpto. de Meteorología, FCEyN, UBA.
- Barry, R.G. and Perry, A.H., 1973: *Synoptic Climatology. Methods and Applications*. William Clowes & Sons, Ltd., London, Great Britain, 555 pp.
- Bengtsson, L., 1976: On the Interpretation of Large-Scale NWP in terms of Weather for Local Forecasting Purposes. Talk given to the Extraordinary Session of CBS in Geneva, November 8, OMM.
- Bengtsson, L., 1985: Medium Range Forecasting-The Experience of ECMWF. *Proceedings of the First National Workshop on the Global Weather Experiment*. Vol. II, Part 1.
- Bergthorsson, P. and D  s, B., 1955: Numerical Weather Map Analysis. *Tellus*, **7**, 329-340.
- Bermowitz, R.J., 1975: An Application of Model Output Statistics to Forecasting Quantitative Precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 149-153.
- Bischoff, S., 1988. Análisis espectral de perturbaciones sinópticas troposf ricas sobre áreas argentinas. Tesis doctoral, Dpto. de Meteorología, FCEyN, UBA.
- Brier, G. W. and Allen, R. A. , 1951: *Verification of weather forecasts*. Compendium of Meteorology. T.F. Malone, ed., Boston, Am. Meteorol. Soc., 841-848.
- Brier, G.W., 1950: Verification of Forecasts expressed in terms of probability. *Mon. Wea. Rev.*, **79**, 1-3.
- Bromley, R. A., 1995: Objective verification of forecasts for aviation. *Seminar Report "The Application and Interpretation of Numerical Weather Prediction Products in Aviation"*, UK Met.Office College, 10-14 July, 95-101.
- Browning, K.A., 1985: Conceptual Models of Precipitation Systems. *ESA Journal*, **9**, 157-180.
- Buell, C.E., 1975: The topography of empirical orthogonal functions. *Preprints Fourth Conf. on Prob. and Stats. in Atmos. Sci.*, November 18-21, Tallahassee, Fl., AMS, 188-193.
- Buell, C.E., 1979: On the physical interpretation of empirical orthogonal functions. *Preprints Sixth Conf. on Prob. and Stats. in Atmos. Sci.*, Banff, Alberta, Canada, AMS, 112-117.

Carleton, A.M., 1979: A synoptic climatology of satellite-observed extratropical cyclone activity for the Southern Hemisphere winter. *Arch.Meteor.Geophys.Bioklim.*, **B27**, 265-279.

Carlson, T.B., 1991: *Mid-latitude Weather Systems*. London, UK, Harper-Collins Academic Press, 507 pp.

Carter, G.M., 1986: Moving towards a more responsive statistical guidance system. *Preprints XI Conference on Weather Forecasting and Analysis*. Kansas City, Am. Meteor. Soc., 39-45.

Carter, G.M., Dallavalle, J.P. and Glahn, H.R., 1989: Statistical Forecasts based on the National Meteorological Center's Numerical Weather Prediction System. *Wea. Forecast.*, **4**, 401-412.

Compagnucci, R.H., 1988: Climatología sinóptica de las precipitaciones de Cuyo. Tesis doctoral, Dpto. de Meteorología, FCEyN, UBA.

Craddock, J.M. and Flood, C.R., 1969: Eigenvectors for representing 500 mb geopotential surface over the Northern Hemisphere, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **95**, 576.

Cressman, G.P. 1959: Operational Objective Analysis System. *Mon.Wea.Rev.*, **87**: 367-374.

der Megreditchian, G. 1981: La prévision statistique des phénomènes météorologiques. Note Technique de L'EERM, N° 100, 160 pp.

der Megreditchian, G., Nuret, M., Rullière, M.C. y Stangret, R., 1981: La prévision statistique du champ de précipitations. *La Houille Blanche*, N° 7/8, 487-495.

Ehrendorfer, M., 1987: A regionalization of Austrias's precipitation climate using Principal Component Analysis, *J. Climatol.*, **7**, 71-89.

Fernández, A.E. y Necco, G.V., 1982: Características del campo de viento en la atmósfera libre en estaciones argentinas. *Meteorológica*, **13**, N° 2, 7-21.

Fernández, A.E. y Necco, G.V., 1985: Características del campo de viento en la atmósfera libre de las estaciones del oeste y sur de la República Argentina. *Meteorológica*, **15**, N° 1, 31-50.

Fraedrich, K. Y Leslie, L.M., 1987: Evaluation of Techniques for the Operational, Single Station, Short-Term Forecasting of Rainfall at a Midlatitude Station (Melbourne). *Mon.Wea.Rev.*, **115**, 1645-1654.

Friedman, D.G., 1955: Specification of Temperature and Precipitation in terms of Circulation Patterns. *J. Meteor.*, **12**, 428-435

Glahn, H. R., 1982: Statistical Weather Forecasting. *Probability, Statistics, and Decision Making in Atmospheric Sciences*. A. H. Murphy and R. W. Katz, editors, Boulder, Colorado, Westview Press, 289-329.

Glahn, H.R., 1962: An Experiment in Forecasting Rainfall Probabilities by Objective Methods. *Mon. Wea. Rev.*, **90**, No. 2, 59-67.

Glahn, H.R. and Lowry, D.A., 1972: The use of model output statistics (MOS) in objective weather forecasting. *J. Appl. Meteor.*, **11**, 1203-1221.

Glahn, H.R., Carter, G.M. and Unger, D.A., 1987: Current status, recent developments and extensions to the MOS guidance system in the U.S.A.. *Preprints WMO Workshop on Significant Weather Elements Prediction and Objective Interpretation Methods*. PSMP Report Series No. 25. Toulouse, France, 39-44.

Glahn, H.R., Murphy, A.H., Wilson, L.J. and Jensenius, J.S., 1991: Lectures presented at the WMO Training Workshop on the Interpretation of NWP Products in terms of Local Weather Phenomena and their Verification. WMO Report Series N°34, The Netherlands, August 1991.

Green, P.E., 1978: *Analyzing Multivariate Data*. The Dryden Press, Hinsdale, Illinois, 519 pp.

Guilford, J.P. and Fruchter, B., 1973: *Fundamental Statistics in Psychology and Education*. 5th Edition, Mc Graw-Hill Book Co., Inc., New York.

Haltiner, G.F., 1971: *Numerical Weather Prediction*. New York, John Wiley & Sons, 317 pp.

Hanssen, A. W. and Kuipers, W. J. A., 1965: On the relationship between the frequency of rain and various meteorological parameters. *Meded. Verh.*, **81**: 2-15.

Harrington, J.A. and Harman, J.R., 1985: A synoptic climatology of moisture stress gradients in the western Great Lakes region. *Physical Geography*, **6**, 43-56.

Hewitson, B.C., 1995: The development of climate downscaling: techniques and applications. *Preprints 6th International Meeting on Statistical Climatology, 19-13 June, 1995, Galway, Ireland*, 33-36.

Holton, J.R., 1979: *An introduction to dynamic meteorology*. 2nd edn (Int.Geophys.Ser., Vol.23). New York: Academic Press.

Hordij, J.H. y Ciappesoni, H.H., 1975: Aplicación de métodos numéricos al análisis de alturas geopotenciales de niveles de presión. *Meteorológica*, **6**, 385-398.

Hordij, J.H. y Scabbiolo, M.N., 1982: Cálculo objetivo de las vorticidades por cortante y por curvatura. *Meteorológica*, **13**, 35-47.

Hoskins, B.J., Draghici, I. and Davies, H.C., 1978: A new look at the w-equation. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **104**, 31-38.

Huth, R., 1995: PCA-Based Classification of Circulation and Weather Patterns: Some Methodological Considerations. *Proc. 6th Int. Meeting on Stat. Climatol.*, Galway, Ireland, 155-158.

Jolliffe, I.T., 1987: Rotation of principal components: Some comments. *J.Climatol.*, **7**, 509-512.

Jones, P.D., Conway, D., 1995: The use of weather types for GCM downscaling. *Preprints 6th International Meeting on Statistical Climatology, 19-13 June, 1995, Galway, Ireland*, 193-196.

Jorgensen, D.L., Klein, W.H. and Korte, A.F., 1967: A Synoptic Climatology of Winter Precipitation from 700-mb Lows for Intermountain Areas of the West. *J. Appl. Meteor.*, **6**, 782-789

Kalkstein, L.S., Tan, G. and Skindlov, J.A., 1987: An evaluation of three clustering procedures for use in synoptic climatological classification. *J. Clim. Appl. Meteor.*, **26**, 717-730.

Kao, S.-K., Jenne, R.L. and Sagendorf, J.F., 1970: The Kinetic Energy of Large-Scale Atmospheric Motion in Wavenumber-Frequency Space: II. Mid-Troposphere of the Southern Hemisphere. *J.Atmos.Sci.* **27**, 1008-1020.

Kirchhofer, W., 1973: Classification of European 500 mb patterns. *Arbeitsbericht der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt*. No. 43, Geneva.

Klein, W. H., Lewis, B. M. and Enger I., 1959: Objective prediction of five-day mean temperature during winter. *J. Meteorol.*, **16**, 672-682.

Klein, W. H., 1963: Specification of precipitation from the 700-millibar circulation. *Mon. Wea. Rev.*, **91**, 527-536.

Klein, W.H., 1965: Application of Synoptic Climatology and Short-Range Numerical Prediction to Five-Day Forecasting. U.S. Department of Commerce, Weather Bureau, Research Paper No. 46, 109 pp.

Klein, W.H., Crockett, C.W. and Andrews, J.F., 1965: Objective prediction of daily precipitation and cloudiness. *J. Geophys. Res.*, **70**, 801-813.

Klein, W.H., 1971a: Computer prediction of precipitation probability for 108 cities in the United States. NOAA Tech. Memo. NWS TDL 39, 32 pp.

Klein, W.H., 1971b: Computer Prediction of Precipitation Probability in the United States. *J. Appl. Meteor.*, **10**, 903-915.

Klein, W.H., 1983: Objective specification of monthly mean surface temperature from the 700 mb heights in winter. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 674-691.

Klein, W.H., 1985: Space and time variations in specifying monthly mean surface temperature from the 700 mb height field. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 277-290.

Klein, W.H., and Bloom, H.J., 1987: Specification of monthly precipitation over the United States from the surrounding 700 mb height field. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2118-2132.

Kreuels, R., Fraedrich, K., Ruprecht, E., 1975: An Aerological Climatology of South America. *Meteorol.Rdsch.*, **28**, 17-24.

Kruizinga, S., 1982: Statistical interpretation of ECMWF Products in the Dutch Weather Service. *Seminar, Workshop: Interpretation of Numerical Weather Prediction Products*, Bracknell, U.K., ECMWF, 347-364.

Lichtenstein, E.R., 1973: Algunas consideraciones sobre el pronóstico de la precipitación. Nota Técnica No. 5, Servicio Meteorológico Nacional. 32 pp.

Legates, D.R., 1991: The effect of domain shape on Principal Components Analyses. *Int.J.Climatol.*, **11**, 135-146.

Legates, D.R., 1993: The effect of domain shape on Principal Components Analyses: a reply. *Int.J.Climatol.*, **13**, 219-228.

Lorenz, E.N., 1956: Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. Sci. Rep. N°1, Contract (604)1566, AFCRC-TN-57-256, Dept. Meteor., MIT, 49 pp.

Lund, I.A., 1963: Map-pattern classification by statistical methods. *J. Appl. Meteor.*, **2**, 56-65.

Maglaras, G.J., Lewis, F., Glahn, H.R. and Hocker, K.A., 1985: Experiments using Empirical Orthogonal Functions to Forecast the Probability of Precipitation. *Ninth Conference on Probability and Statistics in Atmospheric Sciences*, Virginia Beach, AMS, 31-36.

Malone, T.F., 1956: Application of Sinoptic Climatology to Weather Prediction. Chapter 28, *Weather Analysis and Forecasting*, vol. II, by S. Petterssen, 238-255.

Marchetti, A.A., 1953: Probabilidad de las lluvias intensas en la ciudad de Buenos Aires. *Meteoros*, 131.

Miller, R. G., 1962: *Statistical Prediction by Discriminant Analysis*. Meteor.Monograph, **4**, N°25, Boston, Am. Meteor. Soc., 54 pp.

- Miller, R.G., 1964: Regression Estimation of Event Probabilities. Tech. Report No. 1, Contract GWB-10704, The Travelers Research Center, Inc., Hartford, Conn., 153 pp.
- Miller, R.G. (ed.), 1977: Selected Topics in Statistical Meteorology. Scott Air Force Base, Ill., USAF, Air Weather Service, AWS-TR-77-273.
- Murphy, A.H. and Daan, H., 1985: Forecast Evaluation. *Probability, Statistics, and Decision Making in Atmospheric Sciences*. A. H. Murphy and R. W. Katz, editors, Boulder, Colorado, Westview Press, 379-437.
- Necco, G.V., 1982a: Comportamiento de vórtices ciclónicos en el área sudamericana durante el FGGE: ciclogénesis. *Meteorológica*, **13**, 7-19.
- Necco, G.V., 1982b: Comportamiento de vórtices ciclónicos en el área sudamericana durante el FGGE: trayectorias y desarrollos. *Meteorológica*, **13**, 21-34.
- Newton, C.W., 1972. Meteorology of the Southern Hemisphere. Am. Meteor. Soc., Meteor. Monogr. **35**, 263.
- North, G.T., Bell, T.L., Cahalan, R.F. and Moeng, F.J., 1982: Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 699-706.
- Olascoaga, M.J., 1950: Some Aspects of Argentine Rainfall. *Tellus*, **2**, 312-318.
- O'Lenic, E.A. and Livezey, R.E., 1988: Practical Considerations in the Use of Rotated Component Analysis (RPCA) in Diagnostic Studies of Upper-Air Height Fields. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1682-1689.
- Paegle, J.N. and Keirulff, L.P., 1974: Synoptic Climatology of 500-mb winter types. *J. Appl. Meteor.*, **13**, 205-212.
- Paegle, J.N., 1974: Prediction of Precipitation Probability Based on 500-mb Flow Types. *J. Appl. Meteor.*, **13**, 213-220.
- Panofsky, H. A. and Brier, G. W., 1965: *Some Applications of Statistics to Meteorology*. Pennsylvania, The Pennsylvania State University, 224 pp.
- Pearson, K., 1909: On a new method of determining correlation between a measured character A, and a character B, of which only the percentage of cases wherein B exceeds (or falls short of) a given intensity is recorded for each of A. *Biometrika*, **7**, N°1 y 2.
- Petterssen, S., 1956: *Weather Analysis and Forecasting*, Vol. I y II. Mc. Graw-Hill Book Company, Inc., New York.
- Prohaska, F., 1952: Regímenes estacionales de precipitación de Sudamérica y mares vecinos. *Meteoros*, **1-2**, 66-100.
- Radinovic, D., 1975: An Analogue Method for Weather Forecasting using the 500/1000 mb Relative Topography. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 639-649.
- Richman, M.B. and Lamb, P.J., 1985: Climatic pattern analysis of three- and seven-day summer rainfall in the central United States: some methodological considerations and a regionalization. *J. Clim. Appl. Meteor.*, **24**, 1325.
- Richman, M.B. and Lamb, P.J., 1987: Pattern analysis of growing seasons precipitation in southern Canada. *Atmos. Ocean*, **25**, 137-158.
- Richman, M.B., 1981a: Obliquely rotated principal components: An improved meteorological map typing technique?. *J. Appl. Meteor.*, **20**, 160-172.

Richman, M.B., 1981b: The retrieval of meteorological patterns via rotated principal components. *Preprints Seventh Conf. on Prob. and Stats. in Atmos. Sci.*, Monterey, California, AMS, 8-12.

Rousseau, D., 1982: Work on the statistical adaptation of local forecasts in France. *Seminar, Workshop: Interpretation of Numerical Weather Prediction Products*, Bracknell, U.K., ECMWF, 395-415.

Richman, M.B., 1986: Rotation of principal components. *J. Climatol.*, **6**, 293-335.

Ruiz, N.E. y Vargas, W.M., 1993: Estudio de diagnóstico sinóptico de la precipitación de Buenos Aires en base a análisis de 500 mb del ECMWF, *Meteorológica*, **18**, 3-12.

Ruiz, N.E. y Vargas, W.M., 1994: Ensayo de pronóstico objetivo de probabilidad de precipitación en Buenos Aires en base a análisis de 500 mb del ECMWF, *Meteorológica*, **19**, 3-12.

Ruiz, N.E., 1996: Some Experiments using Deformation Fields in PCA Results. *Preprints of the 13th Conference on Probability and Statistics in the Atmospheric Sciences*, 21-23 February, 1996, San Francisco, California, EEUU, 164-169.

Ruiz, N.E. y Vargas, W.M., 1995: A Comparative Analysis of Principal Component Analysis and Biserial Correlation Technique to Specify Precipitation. *Preprints of the 6th International Meeting on Statistical Climatology*, 19-23 Junio, 1995, Galway, Irlanda, 343-345.

Ruiz, N.E., 1995: 500 Hpa Relative Vorticity and Thickness Climatology Related to Precipitation in Southern South America. *Proceedings of the Ninth Applied Climatology Conference*, 15-20 January 1995, Dallas, Texas, EEUU, 35-36.

Ruiz, N.E., 1994: La topografía relativa 1000/500 hpa y su relación con la precipitación en Buenos Aires. *Actas del VIII Congreso Brasileño de Meteorología y II Congreso Latinoamericano de Meteorología*, Belo Horizonte, Brasil, octubre 18-25, 1994, Vol. II, 631-633.

Ruiz, N. E. and Vargas, W. M. , 1996: 500 mb Vorticity Analyses over Argentina: Their Climatology and Capacity to Distinguish Synoptic-scale Precipitation. Enviado a *Theoretical and Applied Climatology*.

Ruiz, N. E., Vargas, W. M. and Ciappesoni, H. H., 1996: Mid-troposphere variables and their association with daily local precipitation. Enviado a *Meteorological Applications* .

Ruiz, N.E., 1996: Characteristics of the low and medium troposphere for the precipitation in Buenos Aires. *Actas del IX Congresso Brasileiro de Meteorología*, 6-13 noviembre 1996, Campos do Jordão, Brasil, Vol. 1, 431-434.

Ruiz, N. E. and Vargas, W. M., H. H., 1997: Statistical relationship between aerological data and daily precipitation at Buenos Aires. *Meteorological Applications*, en prensa .

Schwerdtfeger, W. (Ed.), 1976: *Climate of Central and South America. World Survey of Climatology, Vol. 12*. Amsterdam: Elsevier.

Schwerdtfeger, W., 1954: Aplicación de métodos objetivos a la previsión de lluvias en Buenos Aires. *Meteoros*, N° 1 y 2, 7-34.

Servicio Meteorológico Nacional (1992). *Estadísticas Climatológicas 1981-1990*. Serie B-N° 37, Buenos Aires, Argentina.

Stidd, C.K., 1954: The use of correlation fields in relating precipitation to circulation. *J. Meteor.*, **11**, 202-213.

- Stidd, C.K., 1967: The use of eigenvectors for climatic estimates. *J.Appl.Met.*, **6**, 255-264.
- Streten, N.A., Troup, A.J., 1973: A synoptic climatology of satellite observed cloud vortices over the Southern Hemisphere. *Quart.J.Roy.Meteor.Soc.*, **99**, 56-72.
- Sutcliffe, R. C., 1947: A Contribution to the Problem of Development. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **73**, 370-383.
- Taljaard, J. J., van Loon, H., Crutcher, H. L. and Jenne, R. L., 1969: *Climate of the Upper Air: Southern Hemisphere, Vol. 1, Temperatures, Dew Points, and Heights at Selected Pressure Levels*. Washington, DC, NAVAIR 50-IC-55, Chief Naval Operations, 135 pp.
- Taljaard, J.J., 1972: Synoptic meteorology of the Southern Hemisphere. *Meteorology of the Southern Hemisphere. Meteor.Monogr.*, N°35, C.W. Newton, Ed., Amer.Meteor.Soc., 139-211.
- Tapp, R.G., Woodcock, F. and Mills, G.A., 1986a: The Application of Model Output Statistics to Precipitation Prediction in Australia. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 50-61.
- Tapp, R.G., Mills, G.A. and McNamara, G.F., 1986b: A diagnostic study of the first year of operational Model Output Statistics forecasts in Australia. *Aust. Met. Mag.*, **34**, 43-56.
- Trenberth, K.E., 1978: On the Interpretation of the Diagnostic Quasi-Geostrophic Omega Equation. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 131-137.
- Trenberth, K., 1979. Interannual Variability of the 500 mb Zonal Mean Flow in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1515.
- Trenberth, K., 1989. Southern Hemisphere Phenomena on 1-10 Day Time Scales. NCAR, Boulder.
- Trenberth, K.E., 1981a : Interannual Variability of the Southern Hemisphere 500 mb Flow: Regional Characteristics. *Mon.Wea.Rev.* **109**: 127-136.
- Trenberth, K.E., 1981b : Observed Southern hemisphere Eddy Statistics at 500 mb: Frequency and Spatial Dependence. *J.Atmos.Sci.* **38**: 2585-2605.
- Trenberth, K.E., 1982: Seasonality in Southern Hemisphere Eddy Statistics at 500 mb. *J.Atmos.Sci.* **39**: 2507-2520.
- Trenberth, K.E., 1991: Storm Tracks in the Southern Hemisphere. *J.Atmos.Sci.* **48**: 2159-2178.
- van Loon, H., 1972. Meteorology of the Southern Hemisphere. Amer. Meteor. Soc., *Meteor. Monogr.* **35**, 59.
- van Loon, H., Taljaard, J.J., Sasamori, T., London, J., Hoyt, D.V., Labitzke, K., Newton, C.W., 1972: *Meteorology of the Southern Hemisphere*. Meteor.Monogr., N°35, Am.Meteor.Soc., 263 pp.
- Vargas, W.M. and Compagnucci, R.H., 1983. Methodological aspects of Principal Component Analysis in meteorological fields. *Preprints Second Int. Meeting on Stat.Climatol.*, Lisboa, Portugal, 5.3.1-5.3.9.
- Velasco, I. y Necco, G. V., 1980: *Valores medios, extremos y desviaciones estándar de datos aerológicos de la República Argentina*. Departamento de Meteorología, Universidad de Buenos Aires.
- Velasco, I. y Necco, G. V., 1982: *Valores medios, extremos y desviaciones estándar de parámetros termodinámicos entre superficie y 400 hPa calculados con radiosondeos de estaciones argentinas en el período 1958-1971*. Departamento de Meteorología, Universidad de Buenos Aires.

Veysseire, J.M., 1980: Adaptation statistique des sorties du modèle AMETHYSTE pour la prévision locale de températures extrêmes et d'occurrences de précipitation par la méthode de prévision parfaite. *Projet AMETHYSTE, Cahier No. 6, Note Technique de L'EERM, No. 81, Direction de la Météorologie Nationale*, 68 pp.

Wadsworth, G.P., 1948: Short range and extended forecasting by statistical methods. *Air Wea. Serv. tech. Rep.*, N°105-38, 202.

Wallace, J.M. and Gutzler, D.S., 1981: Teleconnection in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784-812.

Wilks, D. S., 1995: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, An Introduction*. London, UK, Academic Press, 467 pp.

Wilson, L..J. and Yacowar, N., 1980: Statistical Weather Element Forecasting in the Canadian Weather Service. *Proc. WMO Symposium on Probabilistic and Statistical Methods in Weather Forecasting, Nice*, 401-406.

Wilson, L.J., 1982: Weather Element Prediction By Discriminant Analysis. *Seminar, Workshop: Interpretation of Numerical Weather Prediction Products*, Bracknell, U.K., ECMWF, 311-346.

Wilson, L..J. and Stanski, H., 1983: Assessment of operational REEP/MDA probability of precipitation forecasts. *Preprints, Eighth Conference on Probability and Statistics in Atmospheric Sciences*, Am. Meteor. Soc., Boston, 193-199.

Wilson, L..J., 1985: Application of statistical methods to short range operational weather forecasting. *Ninth Conference on Probability and Statistics in Atmospheric Sciences*, Am. Meteor. Soc., Virginia Beach, 1-10.

Wilson, L..J., 1987: The Application of Multiple Discriminant Analysis to Weather Element Forecasting. *Extended Abstracts of the WMO Workshop on Significant Weather Elements Prediction and Objective Interpretation Methods*, Toulouse, France, 22-26 June, 1-6.

Wilson, L..J., 1989: Application of statistical methods to very short range weather element forecasting. *Lectures of the Workshop on Observations and Forecast Methods for Very Short-Range Forecasting*, WMO Report Series No. 30, 43.

Wölcken, K., 1954: Algunos aspectos sinópticos de la lluvia en Argentina. *Meteoros*, N° 4, 327-366.

Yarnal, B. and White, D.A., 1987: Subjectivity in a computer-assisted synoptic climatology I: Classification results, *J. Climat.*, **7**, 119-128.

Yarnal, B., 1993: *Synoptic Climatology in Environmental Analysis*. Belhaven Press, United Kingdom, 195 pp.

Yasunari, T., 1977: Stationary waves in the Southern Hemisphere mid-latitude zone revealed from average brightness charts. *J. Meteor. Soc. Jap.*, **55**, 274-285.